

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JULIANA COSTA

ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DA SEQUÊNCIA DE LAVAS DA PROVÍNCIA
MAGMÁTICA DO PARANÁ NA REGIÃO DA USINA DE ITAIPU (PR)

CURITIBA

2015

JULIANA COSTA

ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DA SEQUÊNCIA DE LAVAS DA PROVÍNCIA
MAGMÁTICA DO PARANÁ NA REGIÃO DA USINA DE ITAIPU (PR)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientadora: Profª Drª Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Coorientador: Dr. Otavio Augusto Boni Licht.

CURITIBA

2015

C837e

Costa, Juliana

Estratigrafia e geoquímica da sequência de lavas da província magmática do Paraná na região da usina de Itaipu (PR)/ Juliana Costa. – Curitiba, 2015. 164 f. : il. color. ; 30 cm.

TeseDissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2015.

Orientador: Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos – Coorientador: Otavio Augusto Boni Licht.

Bibliografia: p. 152-158.

1. Lava - Morfologia. 2. Basalto. 3. Pegmatitos. 4. Geoquímica - Paraná. 5. Geomorfologia. I. Universidade Federal do Paraná. II. Vasconcellos, Eleonora Maria Gouvêa. III. Licht, Otavio Augusto Boni. IV. Título.

CDD: 553.16

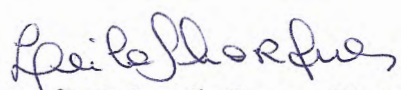
TERMO DE APROVAÇÃO

JULIANA COSTA

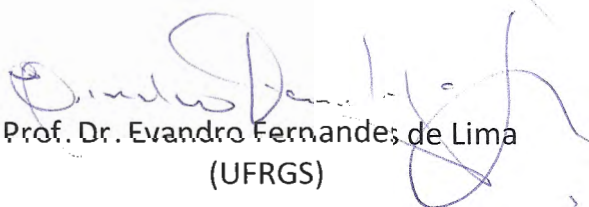
*“ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DA SEQUÊNCIA DE LAVAS DA
PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ NA REGIÃO DA USINA DE
ITAIPU (PR)”*

Tese de doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:

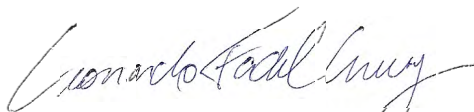
Curitiba, 20 de agosto de 2015.



Profª. Drª. Leila Soares Marques
(USP)



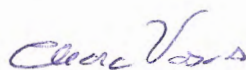
Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
(UFRGS)



Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
(UFPR)



Profª. Drª. Cristina Valle Pinto-Coelho
(UFPR)



Profª. Drª. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos
(UFPR)
Presidente

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Itaipu Binacional e ao Centro de Estudos Avançados em Segurança de Barragens/Parque Tecnológico Itaipu (Ceasb/PTI), pelo convênio de pesquisa firmado com o Serviço Geológico do Paraná – MINEROPAR – e colaboração da UFPR, cujo financiamento propiciou o desenvolvimento desta tese de doutorado.

Agradeço à Engenheira Civil Josiele Patias (Itaipu Binacional) e à Geóloga Débora de Oliveira Fernandes (pesquisadora do Grupo de Geotecnia do Ceasb), e a todos os funcionários vinculados à Itaipu Binacional que colaboraram para que este trabalho pudesse ser realizado.

Agradeço ao Projeto FAPESP nº 12/06082-6, intitulado “A província magmática Paraná-Etendeka no Brasil: relações temporais e petrológicas entre o magmatismo toleítico e alcalino e suas implicações geodinâmicas”, pelo financiamento de 20 análises geoquímicas de rocha total e das análises isotópicas de Nd, Sr e Pb.

Agradeço ao Professor Andrea Marzoli, da Università Degli Studi di Padova pela realização das análises em microsonda eletrônica.

Agradeço à Professora Leila Soares Marques (IAG/USP) e grupo de pesquisa (Karine, Nádia, Caio e Roberto) pela orientação e auxílio na preparação das amostras para as análises isotópicas.

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (IGC/USP) agradeço pela realização das análises isotópicas e aos laboratoristas Liliane e Vasco pelo auxílio na preparação das amostras. Ao Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica-USP agradeço pela realização das análises geoquímicas de rocha total.

Agradeço à Universidade Federal do Paraná, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e a CAPES. Agradeço ao Departamento de Geologia e ao Laboratório de Laminação (LAMIN) da UFPR pela confecção de lâminas petrográficas; ao LAMIR (UFPR) pela confecção de lâminas polidas.

Aos meus orientadores Eleonora e Otavio, meus mais sinceros agradecimentos por serem meus guias durante a jornada.

À colega Marcia eu agradeço pelo incentivo e pelas discussões. À Isabela meu muito obrigado pela ajuda, compreensão e apoio, principalmente nos momentos críticos de cumprimento de prazos e compromissos. À minha gerente atual, Mônica, e à anterior, Maria José, eu agradeço pela liberação para participação dos eventos da pós-graduação e de reuniões na Itaipu.

Ao Kaluan agradeço pelo apoio incondicional, por acreditar mais na minha capacidade do que eu mesma, pelas discussões, críticas e sugestões e, principalmente, pela paciência e compreensão durante os quatro anos de trabalho duro.

“Perseverance is the hard work you do after you get
tired of doing the hard work you already did.”

Newt Gingrich

RESUMO

A Província Magmática do Paraná (PMP), uma LIP (Large Igneous Province) eocretácea, abrange uma área de $1,5 \times 10^6$ km² e distribui-se, em sua maior parte, nos estados do centro-sul do Brasil e em porções da Argentina, Paraguai e Uruguai. O estudo de testemunhos de sondagem da Usina de Itaipu, no oeste do estado do Paraná, revela a intercalação de fluxos de lavas com morfologias dos tipos *pahoehoe*, *rubblly pahoehoe* e *a'a'*. Pesquisas em regiões vulcanicamente ativas indicam que os derrames *pahoehoe* e *a'a'* são membros finais no que se refere à morfologia das lavas. As diferentes morfologias são controladas pela viscosidade e taxa de deformação das lavas, sendo que tais fatores são diretamente influenciados por variações na taxa de efusão, na paleotopografia e na taxa de resfriamento. Em geral, erupções contínuas e com baixa taxa de efusão geram derrames *pahoehoe*, enquanto que erupções com alta taxa de efusão propiciam a fragmentação da lava e a formação de autobrechas, gerando derrames *rubblly pahoehoe* e *a'a'*. Na área de estudo as características de paleorelevo e de composição das lavas indica que os diferentes tipos morfológicos refletem variações nas taxas de efusão.

Os fluxos de lava *pahoehoe*, *rubblly pahoehoe* e *a'a'* estudados correspondem aos tipos geoquímicos Pitanga e Paranapanema (alto-TiO₂) da PMP, os quais ocorrem intercalados na região de Itaipu. As rochas tipo Pitanga possuem TiO₂ variando de 3 a 4%, sendo mais enriquecidas (maiores teores de Zr, P₂O₅ e menores de MgO (~3 - 5%)) do que as rochas tipo Paranapanema, nas quais TiO₂ varia de 2 - 3%. Os derrames *pahoehoe* espessos (~50 m), das lavas tipo Paranapanema, têm como característica marcante a presença de níveis de pegmatitos básicos, os quais se distinguem do basalto encaixante pela sua granulação grossa. Enquanto os basaltos são classificados como subalcalinos, os pegmatitos classificam-se como andesitos basálticos, os quais são enriquecidos em SiO₂, TiO₂, FeO, P₂O₅, Na₂O, K₂O, Zr, Ba, Th, Nb e ETR e empobrecidos em MgO, Al₂O₃, CaO, Ni e Co. Os pegmatitos apresentam La/Yb_N entre 6,0 e 7,7, são mais enriquecidos e ligeiramente mais fracionados do que os basaltos, nos quais La/Yb_N está entre 5,1 e 6,9. As razões La/Sm e Zr/La são constantes para basaltos e pegmatitos, indicando origem a partir de uma mesma fonte. Análises de química mineral mostram que os plagioclásios dos pegmatitos (labradorita e andesina) são mais ricos em Na₂O e SiO₂ do que os plagioclásios do basalto (labradorita e andesina, rara bitownita), e que a augita nos pegmatitos é empobrecida em CaO e enriquecida em FeO e MgO comparativamente à augita do basalto.

Intercalados aos fluxos de lava da sequência vulcânica da região da Usina de Itaipu, a qual soma até 200 m de espessura, é comum a presença de camadas lenticulares e pouco espessas (em geral < 1 m) de arenito fino com matriz siltosa, indicando períodos de quiescência vulcânica entre a colocação dos sucessivos fluxos. A composição do sedimento depositado nas diferentes camadas é semelhante: predominam grãos de quartzo, traços de feldspato, plagioclásio, mica, opacos, clastos de basalto, com matriz siltosa a argilosa. Localmente ocorrem peperitos, localizados na base de derrames que extravasaram sobre os níveis compostos por sedimentos úmidos. Muitas vezes este material sedimentar clástico está infiltrado na porosidade primária de autobrechas de topo dos fluxos *rubblly pahoehoe* e *a'a'*. A intercalação de lavas com tipos morfológicos e geoquímicos diferentes ao longo da sequência vulcânica, somada à recorrente presença de material sedimentar clástico entre as unidades, indica uma natureza dinâmica e intermitente para o vulcanismo da Província Magmática do Paraná.

Palavras-chave: morfologias de lavas; basalto de alto-Ti; pegmatitos básicos.

ABSTRACT

Paraná Magmatic Province (PMP) is an Early-Cretaceous LIP (Large Igneous Province) that covers large part of south-central portion of Brazil, and portions of Paraguay, Argentina and Uruguay. The study of drill cores from the Itaipu Dam area, in western Paraná State, reveals the intercalation of pahoehoe, rubbly pahoehoe and a'a' lava flows. Research in volcanically active regions indicates that pahoehoe and a'a' are end members of a spectrum of lava morphologies, which are controlled mainly by the viscosity and the strain rate of the lava. These factors are directly influenced by changes in the effusion rate, ground slope (paleotopography), viscosity and cooling rate. In general, continuous eruptions with low effusion rate provides pahoehoe flows, while high effusion rates tend to fragment the lava forming autobreccia, rubbly pahoehoe and a'a' flows. In the Itaipu Dam area the characteristics of paleotopography and composition of the lavas indicate that the different morphological types are reflection of changes in effusion rates.

Pahoehoe, rubbly pahoehoe and a'a' lava flows from Itaipu Dam correspond to Pitanga and Paranapanema (high-TiO₂) magma types from PMP, which occur intercalated in the study area. The rocks from Pitanga magma-type have TiO₂ ranging from 3 to 4%, being more enriched (higher contents of Zr and P₂O₅, and lower contents of MgO (~3 to 5%)) than the rocks from Paranapanema magma-type, in which the TiO₂ content varies from 2 to 3%. The thick pahoehoe flows (~50 m) from Paranapanema magma-type are characterized by the presence of lenses of basic pegmatites, which are distinguished from the enclosing basalt by its coarse-grained characteristic. While basalts are classified as subalkaline, the pegmatites are andesi-basalt, which are enriched in SiO₂, TiO₂, FeO, P₂O₅, Na₂O, K₂O, Zr, Ba, Th, Nb, REE and depleted in MgO, Al₂O₃, CaO, Ni and Co. The REE patterns indicates that the pegmatites (La/Yb_N = 6.0 to 7.7) are more enriched and slightly more fractionated than the host basalts (La/Yb_N = 5.1 a 6.9), and the constant La/Sm and Zr/La ratios, for both types, indicate an origin from the same source. Mineral chemistry analysis shows that the plagioclase of pegmatite (classified as labradorite and andesine) are richer in Na₂O and SiO₂ than the plagioclase in the basalt (classified as labradorite and andesine, rarely bytownite), and that the augite in the pegmatite is depleted in CaO and enriched in FeO and MgO compared to augite from the basalt.

Interlayered in the volcanic sequence from Itaipu Dam region, with thickness up to 200 meters, is common the presence of lenticular thin layers (usually < 1 m) of fine-grained sandstone with a silty matrix, indicating periods of volcanic quiescence between the placing of successive flows. The composition of the sediment deposited in the different layers is similar: predominate grains of quartz with the least presence of feldspars, plagioclase, mica, opaque minerals and basalt clasts in silty/argillaceous matrix. Locally there are peperites, formed at the base of lavas that flowed over layers of wet sediments. Often the clastic sedimentary material occurs filling the spaces between the autobreccias clasts of the rubbly pahoehoe and a'a' flows. The interlayering of different morphological and chemical types of lavas in the volcanic sequence, plus the recurring presence of sedimentary material between units, indicates a dynamic and intermittent nature to the volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Itaipu Dam region.

Key words: lava morphologies; high-Ti basalt; basic pegmatites.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Paisagem da área da barragem de Itaipu na época da construção do canal para o desvio do Rio Paraná, no início da segunda metade da década de 70. (Fonte: Jornal Itaipu Eletrônico).....	17
Figura 2 - Com o rio já desviado, a paisagem mostra as obras de construção da barragem e do vertedouro ao final da década de 70. (Fonte: Jornal Itaipu Eletrônico).	18
Figura 3 – Mapa geológico simplificado do estado do Paraná (modificado de MINEROPAR 2006). Destaque para a localização do município de Foz do Iguaçu, onde está situada a Usina Hidrelétrica de Itaipu (área de estudo). 19	
Figura 4 – Barragem da Usina Hidrelétrica de Itaipu com a localização das sondagens estudadas (pontos pretos) e dos afloramentos descritos (pontos vermelhos). A linha azul corresponde à seção 1 e a linha verde à seção 2, ambas confeccionadas a partir da descrição dos testemunhos. A linha preta marca a divisa aproximada entre o Brasil e o Paraguai. (Fonte: Itaipu Binacional).....	24
Figura 5 - Síntese de Sheth (2007) com a distribuição das LIPs de acordo com a classificação proposta pelo autor.	29
Figura 6 - Distribuição global das Large Igneous Provinces (LIPs), identificadas com a idade de formação e discriminadas de acordo com a composição e ambientes de ocorrência (Bryan & Ferrari 2013).	31
Figura 7 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozoicos); (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da PMP; (4) rochas ácidas do Tipo Palmas da PMP; (5) rochas ácidas do tipo Chapecó da PMP; (6) enxames de diques da PMP; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos; (9) localização das seqüências de derrames investigadas pelas autoras da figura (Marques & Ernesto 2004). ..	32
Figura 8 - Mapa de isópacas das lavas da Província Magmática do Paraná, com contornos a intervalos de 200 m. O retângulo vermelho, entre as linhas de 500 e 300 m, marca a localização de Foz do Iguaçu, onde se encontra a área de estudo (Zalán <i>et al.</i> 1990 <i>In</i> : Gabaglia & Milani 1990).....	33
Figura 9 - Mapa geológico da área de construção da usina e do lago de Itaipu, elaborado durante o período inicial de construção da barragem. Editado de Itaipu 1974.	43
Figura 10 - Seção da barragem de concreto da Itaipu com a distribuição das unidades E, D, C, B e A mapeadas. Fonte: Itaipu Binacional (1994).	44
Figura 11 - Seção transversal idealizada de um derrame <i>pahoehoe</i> inflado, dividido em crosta inferior, núcleo e crosta superior. Cada camada apresenta características próprias no que diz respeito ao fraturamento, presença, porcentagem e formato das vesículas e teor de vidro. VZ = <i>vesicular zone</i> ; VS's = <i>vesicle sheets</i> ; VCs = <i>vesicle cylinders</i> ; P = <i>pipe vesicles</i> (Self <i>et al.</i> 1998).	47
Figura 12 - Seção esquemática de um derrame a'a': núcleo maciço com fraturas de resfriamento e linhas de fluxo; base, frente e topo do fluxo compostos por clínquer (brechas de fluxo). Traduzido de Lockwood & Lipman (1980).	48
Figura 13 - Seção esquemática de porção distal de derrame a'a': o interior denso flui carregando consigo a crosta escoriácea de topo. A maior parte da camada escoriácea de base é formada por material do topo que cai na frente do derrame e é carregado pelo fluxo. (Fonte: Volcano World, 2013).	49
Figura 14 - Avanço de lava <i>pahoehoe</i> (da esquerda para a direita) sobre antigo derrame a'a', e fluxo de lava a'a' (ao fundo) avançando sobre os demais. (Fonte: Volcano World, 2013).	50
Figura 15 - Exemplo de porção fragmentada de derrame de lava em bloco. Vulcão Tuzgle, Província de Jujuy, Argentina. Foto: da autora.	51
Figura 16 - Classificação genética de depósitos vulcânicos. Traduzido de McPhie <i>et al.</i> (1993).	55
Figura 17 - Características e tipos de depósitos coerentes e vulcanoclásticos de acordo com McPhie <i>et al.</i> (1993).	55
Figura 18 - Afloramentos 1 (afloramento da guarita), 2ª e 2b (na ilha do canal de desvio) localizados próximos à barragem da Usina de Itaipu.	57
Figura 19 – Perfil geológico esquemático elaborado a partir da descrição dos afloramentos 1 e 2, com o resumo das principais características de cada camada.	58
Figura 20 - Afloramento 1 composto por basalto maciço, afanítico, localizado sob duas torres de alta tensão, próximo à guarita de acesso ao edifício de produção da Itaipu Binacional.	59
Figura 21 - Basalto maciço, afanítico, com poucas vesículas alongadas na horizontal.	59
Figura 22- Basalto maciço com disjunções colunares sigmoidais.	59

Figura 23- Face leste do afloramento 2 localizado na ilha do canal de desvio do Rio Paraná, próximo à barragem de concreto da usina de Itaipu.....	60
Figura 24 - Vista geral da camada de brecha em contato (seta vermelha) com camada de basalto maciço, no topo.	61
Figura 25 - Continuidade lateral da camada de brecha, com destaque para a presença de uma possível paleodepressão (esquerda), a qual controla a variação da espessura da unidade 9, conforme indicado pelas linhas vermelhas.....	61
Figura 26 - Basalto maciço, da base da unidade 9, com feições de “dedos” intrusivos (demarcados pela linha vermelha pontilhada) no topo brechado. Notar contato suavemente ondulado da base maciça com o topo amigdaloidal da unidade inferior (8), a qual está intensamente alterada.....	61
Figura 27 - Basalto maciço da base da unidade 9, com zonas ricas em vesículas alongadas e orientadas na subvertical, indicando fluxo de voláteis ascendentes em zonas de 1 a 5 cm de largura.	62
Figura 28 - Fragmento de basalto vesicular com as vesículas deformadas na borda do fragmento, indicando deformação em estado plástico.....	63
Figura 29 - Fragmentos irregulares de basalto vesicular, localmente cimentados por calcita (setas vermelhas), e envolvidos por matriz ígnea (seta amarela).....	63
Figura 30 - Porção da autobrecha clasto-suportada composta por fragmentos irregulares de basalto vesicular envoltos por matriz sedimentar laminada, de cor avermelhada (seta azul).....	63
Figura 31 - (A) Topo da autobrecha (unidade 9) onde se observam: porções onde os fragmentos de basalto vesicular estão em contato direto e há ausência de matriz; (B) (zoom do quadrado amarelo); (C) porções com importante presença de matriz sedimentar (material avermelhado, no zoom do quadrado vermelho) entre os fragmentos de basalto vesicular.	64
Figura 32 - Crosta superior da unidade 8, composta por basalto afanítico, amigdaloidal, intensamente alterado, onde se observam zonas amigdalodais horizontais (seta amarela).	65
Figura 33 – Detalhe de uma zona amigdaloidal, horizontal do topo da unidade 8, rica em amígdalas arredondadas esféricas.	65
Figura 34 - Amígdala achatada e alongada, com cerca de 15 cm de comprimento, preenchida por quartzo e celadonita. Ocorre logo acima de uma zona amigdaloidal horizontal.....	65
Figura 35 - Fraturas irregulares na crosta superior amigdaloidal alterada. Há o aumento no diâmetro das amígdalas com a profundidade.	65
Figura 36 – Contato brusco entre a base vesicular da unidade 8 e a brecha clasto suportada, com superfície indicada pelas setas vermelhas.....	66
Figura 37 - Porção clasto suportada da brecha.....	66
Figura 38 – Porção matriz suportada da brecha.....	66
Figura 39 – (A) Lobo de lava de pequena dimensão em meio à brecha clasto suportada, localizada entre as unidades 7 e 8 (foto em perfil); (B) lente de ~1 m de brecha caótica, em contato irregular abrupto com o topo da unidade 7 e a base da unidade 8.	67
Figura 40 – Lobos acima da camada lenticular de brecha. O lobo maior possui vesículas pequenas na borda de cor acastanhada e vesículas maiores no meio da estrutura, alongadas em direção à borda (seta laranja). Foto em perfil. Linha vermelha = 5 cm.	67
Figura 41 - Topo da unidade 7 com megavesículas (até 14 cm) alongadas e deformadas.	68
Figura 42 – Núcleo da unidade 7 com vesículas de até 5 cm, alongadas na horizontal e alinhadas.	68
Figura 43 - Basalto cinza acastanhado da unidade 7 em afloramento. No topo da foto a textura “rugosa” indica a região vesicular/amigdaloidal da unidade, enquanto que na base da foto a textura “lisa” da rocha evidencia a característica maciça do basalto.	68
Figura 44 - Basalto fanerítico fino (topo da unidade 1) com amígdalas e vesículas irregulares. O material cinza rosado presente entre os fragmentos é constituído por sedimento fino. Amostra Rc83-m.	70
Figura 45 - Basalto fanerítico fino com porção vesicular/amigdaloidal que pode representar um cilindro de vesículas. Amostra Rc83-n, localizada 5,5 m abaixo da Rc83-m.....	70
Figura 46 - Basalto fanerítico médio com inúmeras cavidades irregulares subarredondadas, preenchidas por argilomineral. Amostra L24-t.....	71
Figura 47 - Basalto inequigranular hipohialino, com textura intergranular, localmente intersertal, com cavidades diiktitaxíticas preenchidas por argilomineral castanho. P//. Amostra L24-t.....	71

Figura 48 - Basalto inequigranular hipohialino, com textura intergranular, localmente intersertal, com cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral castanho. PX. Amostra L24-t.	71
Figura 49 - (A) testemunho do núcleo do derrame 1 na sondagem RC83; (B) porção vesicular/amigdaloidal do derrame 1 na sondagem RC83; (C) topo vesicular/amigdaloidal do derrame 1, onde muitas vezes o basalto está fragmentado e há preenchimento por material sedimentar. Logo acima do topo fragmentado do basalto ocorre um nível de aproximadamente 80 cm composto por material sedimentar cinza claro a cinza avermelhado, com fragmentos com bordas subplanares e curvas de basalto; (D) contato do nível sedimentar com o basalto acima. Notar a diminuição do tamanho dos fragmentos de basalto do topo para a base (amostra L24-s).....	72
Figura 50 - Rocha composta principalmente por cristais de quartzo e feldspato, <0,2 mm, e litoclastos vulcânicos angulosos de tamanho variando de 5 cm até < 0,2 mm. PX. Amostra L24-s.	73
Figura 51 - Rocha composta principalmente por grãos de quartzo e feldspato, <0,2 mm e litoclastos vulcânicos angulosos de tamanho variando de 5 cm até < 0,2 mm. P//. Amostra L24-s.	73
Figura 52 - Grãos subangulosos a angulosos de quartzo e raro feldspato cimentados por filossilicato castanho esverdeado. PX. Amostra L24-s.....	73
Figura 53 - Grãos subangulosos a angulosos de quartzo, raro feldspato, minerais opacos e litoclastos subarredondados a arredondados de basalto, cimentados por filossilicato castanho esverdeado. P// Amostra L24-s.....	73
Figura 54 - (A) testemunhos do basalto rico em cavidades diktitaxíticas; (B) amostra de basalto rico em cavidades diktitaxíticas; (C) amostra de basalto fanerítico fino, do núcleo do derrame; (D) amostra de basalto afanítico e maciço, da base do derrame.....	74
Figura 55 – Basalto intergranular, hipohialino da unidade 2. PX. Amostra L24-q.	75
Figura 56 – Cavidade diktitaxítica preenchida por esmectita. P//. Amostra L24-r.....	75
Figura 57 – Porção intersticial aos cristais de plagioclásio e piroxênio, composto por inúmeros cristais finos e ocos de plagioclásio. P//. Amostra L24-r.	75
Figura 58 – Cavidade diktitaxítica preenchida por cedalonita (seta amarela), pseudomorfo intensamente alterado para bowlingita e vidro intersticial alterado para argilomineral castanho (seta vermelha). P//. Amostra L24-q.	75
Figura 59 - (A) basalto afanítico maciço, núcleo da unidade 3; (B) topo da unidade 3, com basalto vesicular e brecha composta por fragmentos do basalto vesicular cimentada por material sedimentar siliciclástico fino. Este material sedimentar forma um nível de ~30 cm acima da unidade 3 e apresenta contato brusco com a base da unidade 4, sem indícios de interação entre a lava e o sedimento.	76
Figura 60 - (A) topo vesicular/amigdaloidal pouco brechado da unidade 3, seguido de camada siliciclástica cinza rosada, maciça, que apresenta no topo contato marcado pela presença de fragmentos de basalto amigdaloidal dentro da camada siliciclástica com a base amigdaloidal da unidade 4; (B) contato entre a camada siliciclástica e a base da unidade 4. Na base da unidade 4 ocorrem amígdalas alongadas que são classificadas como <i>pipes vesicles</i> (P); (C) topo vesicular brechado da unidade 4, com a porosidade primária preenchida por sedimento siliciclástico, o qual forma uma camada de ~10 cm antes do contato brusco com a base da unidade 5.	77
Figura 61 - (A) fragmento de basalto vesicular/amigdaloidal envolto por matriz siliciclástica fina, cinza rosada, a qual também preenche as amígdalas (topo da unidade 3); (B) fragmentos irregulares de basalto cinza escuro, amigdaloidal, em matriz siliciclástica fina (base da unidade 4); (C) amostra da camada siliciclástica existente entre as unidades 3 e 4; (D) fragmentos angulosos de basalto amigdaloidal/vesicular cimentados por material siliciclástico fino (topo unidade 4).	78
Figura 62 - Basalto hipocristalino, maciço, localizado no núcleo/base do intervalo 3. P//. Amostra RC99-f.....	79
Figura 63 - Brecha clasto suportada do topo do intervalo 3, composta por fragmentos de basalto hipocristalino, amigdaloidal, cimentada por material siliciclástico. P//. Amostra L24-n.....	79
Figura 64 - Basalto hipocristalino com fraturas perlíticas na matriz vítrea. Topo da unidade 3. P//. Amostra L24-n.	80
Figura 65 – Fotomicrografia de arenito fino que compõe o nível sedimentar entre as unidades 3 e 4. P//. Amostra RC83-d.	80
Figura 66 - Basalto hipohialino em contato interdigitado com basalto hipohialino amigdaloidal. Base/núcleo da unidade 4. PX. Amostra L24-m.....	80
Figura 67 - Basalto da porção base/núcleo da unidade 4 onde ocorrem níveis subhorizontais ricos em amígdalas/vesículas mostrados na figura 67. Amostra L24-m.	80
Figura 68 - Brecha no topo da unidade 4, composta por fragmentos angulosos de basalto hipocristalino e matriz siliciclástica. P//. Amostra L24-L.	80

Figura 69 – Brecha no topo da unidade 4, composta por fragmentos angulosos de basalto hipocristalino, e matriz siliciclástica. P//. Amostra L118-L.	80
Figura 70 - (A) basalto maciço do núcleo da unidade 5, onde se observam falhas verticais a subverticais; (B) presença de níveis de pegmatitos (peg) básicos com espessuras de 6 a 12 cm; (C) topo amigdaloidal da unidade 5, onde se observam 2 populações de amígdalas: 1 a 7 cm, alongadas e preenchidas por quartzo e calcita; e a população de amígdalas arredondadas com 0,5 cm de diâmetro, preenchidas por quartzo, calcita, zeólita e celadonita.	81
Figura 71 - (A) basalto amigdaloidal do topo da unidade 5, onde se observam 2 populações de amígdalas: 1 a 7 cm, alongadas e preenchidas por quartzo e calcita; e a população de amígdalas arredondadas com 0,5 cm de diâmetro, preenchidas por quartzo, calcita, zeólita e celadonita; (B) nível de ~30 cm de espessura composto por pegmatito básico (sondagem L118); (C) amostra do núcleo maciço da unidade 5; (D) plano de fratura vertical com estrias subhorizontais cortando o basalto maciço na sondagem R16.	82
Figura 72 - Basalto equigranular, holocristalino e amigdaloidal, topo da unidade 5. PX. Amostra L24-j.	83
Figura 73 - Basalto inequigranular, holocristalino, com textura intergranular do núcleo da unidade 5. PX. Amostra L24-k2.	83
Figura 74 – Provável olivina alterada para iddingsita em basalto do núcleo da unidade 5. P//. Amostra L24-k2. .	84
Figura 75 - Pegmatito básico. Rocha equigranular média, holocristalina, composta por plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. PX. Amostra L24-k1.	84
Figura 76 – Provável olivina alterada para iddingsita em pegmatito básico. P//. Amostra L24-k2.....	84
Figura 77 – Pegmatito básico com "bolsão" composto por cristais finos de plagioclásio, alguns ocos e outros com textura plumosa e axiolítica. PX. Amostra L24-k1.	84
Figura 78 - Cavidades diktitaxíticas associadas a "bolsões" ricos em cristais finos de plagioclásio ocos e com estrutura axiolítica e plumosa. P//. Amostra L24-k1.	84
Figura 79 - Basalto inequigranular porfírico da base da unidade 5. P//. Amostra RC99-a.....	84
Figura 80 - (A) base da unidade 6 na sondagem L69, composta por fragmentos angulosos de basalto vesicular, cimentados por calcita e zeólita; (B) porção central da unidade 6 na sondagem R1, onde ocorre a porção maciça da unidade e uma porção onde fragmentos de basalto vesicular foram envolvidos pelo maciço; (C) brecha de topo da unidade 6 na sondagem L71, onde os fragmentos angulosos a subarredondados de basalto amigdaloidal são cimentados por calcita e zeólita; (D) e (E) topo da unidade 6 nas sondagens R37 e R1, respectivamente, onde os fragmentos angulosos de basalto vesicular/amigdaloidal estão cimentados principalmente por material sedimentar siliciclástico.	86
Figura 81 - (A) Brecha do topo da unidade 6, composta por fragmentos de basalto amigdaloidal de tamanhos variados, cimentados por zeólita (Amostra L71-L1); (B) brecha do topo da unidade 6, formada por fragmentos de basalto amigdaloidal de tamanhos variados, com porosidade alta, localmente preenchida por material siliciclástico (S) fino (setas amarelas).	86
Figura 82 - Brecha clasto suportada do topo da unidade 6, composta por fragmentos angulosos de basalto cimentados por calcita e zeólita. P//. Amostra L69-j1.	87
Figura 83 - Zeólita (stilbita) euedrica preenchendo porosidade da brecha de topo da unidade 6. PX. Amostra L24-i.	87
Figura 84 - Fragmento de basalto amigdaloidal onde as amígdalas estão preenchidas por: carbonato (seta laranja), material siliciclástico (seta verde) e zeólita (seta vermelha). PX. Amostra L118-h.	87
Figura 85 - Basalto maciço fino, hipohialino, com poucos microfenocristais de plagioclásio. Núcleo da unidade 6. PX. Amostra R37-j.	87
Figura 86 - (A) base da unidade 7 na sondagem R42, composta por basalto predominantemente maciço, com amígdalas apenas nos 10 cm logo acima do contato com a brecha da unidade 6; (B) porção vesicular/amigdaloidal da unidade 7 na sondagem L24; (C) topo da unidade 7 com superfície retilínea e suave (sondagem R72) em contato com a base da unidade 8, onde se observa a diminuição do tamanho das amígdalas/vesículas em direção ao topo; (D) topo da unidade 7 com superfície retilínea e suave (sondagem R42).	89
Figura 87 - (A) basalto vesicular/amigdaloidal com cimentação da porosidade primária por carbonato e zeólita; (B) drusa preenchida por zeólita no topo da unidade 7; (C) basalto amigdaloidal da unidade 7, com amígdalas totalmente a parcialmente preenchidas por carbonato e celadonita; (D) megavesícula em basalto da unidade 7; (E) basalto afanítico, maciço cinza médio da base/núcleo da unidade 7; (F) basalto afanítico cinza rosado da base da unidade 7.	90
Figura 88 - (A) brecha matriz suportada localizada entre as unidades 7 e 8, composta por fragmentos subangulosos a subarredondados de basalto vesicular/amigdaloidal envoltos por matriz siliciclástica fina,	

laminada; (B) e (C) topo da unidade 7 nas sondagens R16 e L34, respectivamente, com brecha matriz suportada composta por fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal envoltos por matriz siliciclástica fina.....	90
Figura 89 – (A) basalto vesicular/amigdaloidal do topo da unidade 7, em contato com a base da unidade 8, intensamente alterado para material castanho argiloso; (B) brecha matriz suportada, localizada entre as unidades 7 e 8, com fragmentos de basalto alterados e matriz siliciclástica fina laminada.	91
Figura 90 - (A) camada vesicular/amigdaloidal, com topo brechado (~40 cm de brecha clasto suportada com matriz siliciclástica), localizada entre as unidades 7 e 8; (B) Na sondagem L24 a espessura da brecha chega a 12 m, onde a matriz é siliciclástica fina e pouco abundante. O contato desta camada com a base da unidade 8 é brusco e sempre marcado por fragmentos de basalto avermelhados e maior porcentagem de matriz siliciclástica.	91
Figura 91 - Basalto amigdaloidal com texturas intersertal e diktitaxítica. Topo da unidade 7. Amostra 2L. P//.	92
Figura 92 - Basalto inequigranular subafírico, com amígdala preenchida por celadonita e quartzo. Amostra 2I. PX.	92
Figura 93 - Amígdala de 1 cm, alongada e preenchida por celadonita, quartzo e calcedônia. Amostra 2J. PX.	92
Figura 94 - Cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita. Amostra 2I. P//.	92
Figura 95 - Cavidade diktitaxítica com borda argilizada e preenchida por celadonita acicular. Amostra 2J. P//. ..	92
Figura 96 - Fenocristais de plagioclásio com textura em peneira. Amostra L24-h. PX.....	92
Figura 97 - (A) e (B) basalto amigdaloidal no topo da unidade 8 em contato abrupto com a base da unidade 9; (C) Basalto amigdaloidal/vesicular do topo da unidade 8, com 3 modos de cavidades descritas (1) 8 cm, (2) ~2 cm, (3) 0,5 cm; (D) moda 4 <0,2 cm; (E) basalto cinza rosado, maciço e afanítico do núcleo da unidade 8.	94
Figura 98 - Basalto hipocristalino amigdaloidal do topo da unidade 8. PX. Amostra 2F.....	95
Figura 99 - Cristais euédricos de plagioclásio e subédricos de clinopiroxênio no basalto hipocristalino amigdaloidal. PX. Amostra 2F.	95
Figura 100 - Amígdala com clorita, carbonato e quartzo, nesta ordem, das bordas para o centro. PX. Amostra 2F.	95
Figura 101 - Amígdala com clorita, carbonato e quartzo, nesta ordem, das bordas para o centro. P//. Amostra 2F.	95
Figura 102 - Basalto hipohialino com cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita. Núcleo unidade 8. PX. Amostra L24-e.....	96
Figura 103 - Cavidade diktitaxítica (à esquerda), preenchida por argilominerais, e presença de vidro vulcânico intersticial (seta verde). P//. Amostra L24-e.....	96
Figura 104 - Cristais subédricos de plagioclásio, < 1 mm, com textura em peneira. Núcleo da unidade 8. PX.Amostra L69-C.....	96
Figura 105 - Basalto equigranular fino, hipohialino e amigdaloidal. Base da unidade 8. PX. Amostra R20-e.	96
Figura 106 - (A) Brecha clasto suportada (base da unidade 9) composta por fragmentos subarredondados irregulares de basalto vesicular e fragmentos subarredondados de basalto microvesicular alterado, envoltos por matriz sedimentar fina (arenito fino com matriz siltosa). Amostra R16-c; (B) Brecha clasto suportada do topo da camada, composta por fragmentos subarredondados irregulares de basalto vesicular, localmente cimentada por calcita. Amostra R20-b2.	97
Figura 107 - (A) e (B) testemunhos das sondagens L71 e L49, mostrando o topo fragmentado da unidade 9 na porção leste da área de estudo. A autobrecha é constituída por fragmentos angulosos, com formato de lascas e blocos, de basalto vesicular envolto por matriz sedimentar fina. (C) amostra do topo da unidade 9 na sondagem L71, onde ocorrem fragmentos angulosos de basalto vesicular de tamanhos variados, envoltos por matriz sedimentar fina; (D) porção amigdaloidal da unidade 9; (E) basalto cinza acastanhado com poucas amígdalas; e (F) núcleo-base composto por basalto maciço afanítico.	98
Figura 108 – (A) Brecha clasto suportada do topo do derrame, composta por fragmentos de tamanhos variados, subarredondados irregulares de basalto vesicular, envoltos por cimento carbonático alterado. Amostra R42-c1; (B) Brecha da base da camada, composta por fragmento decimétrico de basalto vesicular alterado, com textura <i>jig-saw</i> na borda e fragmentos < 1 cm, com bordas curvilineares envoltos por material sedimentar. Amostra R37-c3.....	99
Figura 109 - (A) contato entre o topo da unidade 9 na sondagem R37 com a base da unidade 10; (B) nível rico em material sedimentar (S), formando brecha matriz suportada com clastos de basalto alterado, separando fluxos da unidade 9; e (C) outro nível rico em material sedimentar (S) separando fluxos da unidade 9. Local de coleta da amostra R37-c3 indicado.	99

Figura 110 - Matriz sedimentar laminada com inclusões de fragmentos angulosos de basalto vítreo (setas amarelas). P//. Amostra 2c.	101
Figura 111 - Matriz vítrea oxidada, com micrólitos de plagioclásio. PX. Amostra L24-c.	101
Figura 112 - Detalhe do sedimento laminado, onde os níveis escuros são ricos em cristais orientados de mica oxidada, enquanto os níveis claros são ricos em quartzo e feldspato. P//. Amostra 2c.	101
Figura 113 - Matriz da brecha composta por grãos angulosos de quartzo, feldspato e mica. PX. Amostra L24-c.	101
Figura 114 - Amígdala e fratura em fragmento de basalto, preenchidas pelo sedimento que constitui a matriz da brecha. P//. Amostra 2c.	102
Figura 115 - Basalto com feições texturais que indicam interação entre a lava com fragmentos de basalto parcialmente solidificados, derivados da crosta autobrechada. P//. L71-c.	102
Figura 116 - Fragmento de basalto amigdaloidal com formato ameboide, envolto por matriz basáltica. Amostra 2E. PX.	102
Figura 117 - Porção do núcleo da unidade 9 com fenocristais de feldspato com textura em peneira, cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita. P//. L71-d.	102
Figura 118 - Fragmentos de basalto hipocristalino porfirítico, com bordas curvilineares e textura "quebra-cabeça", envoltos por matriz fina composta por quartzo, feldspato e mica. P//. R37-c3.	102
Figura 119 - Matriz da brecha matriz suportada, composta por grãos subarredondados a subangulosos de quartzo, feldspato, mica, opacos e grãos oxidados. PX. R37-c3.	102
Figura 120 - (A) basalto afanítico e amigdaloidal do topo da unidade 10 (sondagem L34); (B) núcleo da unidade 10 composto por basalto maciço, afanítico, com níveis de pegmatitos básicos (P) com aproximadamente 10 cm de espessura (sondagem L24); e (C) base da unidade 10 em contato brusco com o topo brechado da unidade 9 (sondagem L34).	104
Figura 121 - Amostra de basalto com nível de pegmatito básico de aproximadamente 15 cm, localizado no terço superior da sondagem L118; (B) basalto afanítico com pegmatito básico rico em cavidades angulosas preenchidas por carbonato.	104
Figura 122 - Basalto inequigranular porfirítico, com fenocristais de plagioclásio e augita. PX. Amostra 3A.	105
Figura 123 - Vesícula esférica em basalto inequigranular. P//. Amostra L24-b.	105
Figura 124 - Cristais de olivina totalmente alterados para iddingsita. P//. Amostra 3A.	105
Figura 125 - Opacos anédricos poiquilíticos, com inclusões de augita e plagioclásio. P//. Amostra 3A.	105
Figura 126 - Contato entre basalto e pegmatito básico. PX. Amostra L24-a.	106
Figura 127 - Contato entre basalto e pegmatito básico. P//. Amostra L24-a.	106
Figura 128 - Seção geológica 1.	107
Figura 129 - Seção geológica 2.	108
Figura 130 - Diagrama TAS (total álcalis x SiO ₂) de Le Maitre (2002) para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu. A linha de Irvine & Baragar (1971) separa as séries subalcalinas das alcalinas.	109
Figura 131 - Diagrama Zr/TiO ₂ x Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.	110
Figura 132 - Diagrama TiO ₂ x MgO/(MgO+FeO) para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.	111
Figura 133 - Diagramas de variação para óxidos, utilizando MgO como índice fracionante, para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.	112
Figura 134 - Diagramas de variação para elementos traço, utilizando Zr como índice fracionante, para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.	113
Figura 135 - Diagramas multielementares para elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989), para cada unidade morfológica (ou derrame) identificada na área de estudo.	115
Figura 136 - Diagramas multielementares, normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989), para cada unidade morfológica (ou derrame) identificado na área de estudo.	116
Figura 137 - Diagramas de razão entre elementos traço para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.	117

Figura 138 - Diagramas de variação para óxidos <i>versus</i> a profundidade de ocorrência das amostras estudadas.	117
Figura 139 - Diagramas Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> 2003), para classificação dos plagioclásios analisados.	120
Figura 140 - Diagramas de variação utilizando a % de anortita <i>versus</i> o teor de SiO ₂ dos plagioclásios analisados.	121
Figura 141 - Diagramas Al ^{IV} <i>versus</i> Al ^{VIII} para plagioclásio em basaltos (fenocristais e matriz) e pegmatitos das unidades 10 e 5, onde as bordas dos fenocristais de plagioclásio dos basaltos e cristais de plagioclásio dos pegmatitos possuem conteúdo de Al ^{IV} menor do que a matriz e o núcleo de fenocristais no basalto.....	122
Figura 142 - Diagrama Q (Ca+Mg+Fe2+) <i>versus</i> J (2Na) de Morimoto (1988) para os clinopiroxênios analisados.	122
Figura 143 - Diagramas ternários (En – Fs – Wo) de Morimoto (1988) para classificação dos piroxênios analisados.	124
Figura 144 - Diagramas de variação SiO ₂ x MgO para os clinopiroxênios analisados.	125
Figura 145 - Diagramas de variação MgO x CaO para os clinopiroxênios analisados.	126
Figura 146 - Diagramas de variação MgO x FeO para os clinopiroxênios analisados nos basaltos e nos pegmatitos das amostra L24-a, L24-k1 e L24-k2.	126
Figura 147 - ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i x ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i para as rochas estudadas. Figura adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart <i>et al.</i> (1986), Hart <i>et al.</i> (1992), Hauri <i>et al.</i> (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).	129
Figura 148 - ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i x ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _m para as rochas estudadas. A figura foi adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart <i>et al.</i> (1986), Hart <i>et al.</i> (1992), Hauri <i>et al.</i> (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).	129
Figura 149 - ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i x ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _m para as rochas estudadas. A figura foi adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart <i>et al.</i> (1986), Hart <i>et al.</i> (1992), Hauri <i>et al.</i> (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).	130
Figura 150 – ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i x ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _m para as rochas estudadas. A figura foi adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart <i>et al.</i> (1986), Hart <i>et al.</i> (1992), Hauri <i>et al.</i> (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).	130
Figura 151 – Diagramas de variação ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i x SiO ₂ , ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i x SiO ₂ , ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb x SiO ₂ , ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb x SiO ₂ , ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb x SiO ₂ , ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i x P ₂ O ₅ /K ₂ O, ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i x Nb/Zr e ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i x La/Yb para as rochas estudadas.	131
Figura 152 – Sedimento avermelhado, fino, depositado sobre autobrecha basáltica e entre os fragmentos que constituem a autobrecha, no topo de lava em bloco do Centro Monogenético Negro de Chorrillos, Região de San Antonio de Los Cobres, na puna Argentina.	134
Figura 153 - Núcleo de lava pahoe-hoe. Unidade 5, amostra L24-k2. P//.	141
Figura 154 - Núcleo de lava rubbly pahoe-hoe. Unidade 9, amostra L71-d. P//.	141
Figura 155 - Núcleo de lava a'a'. Unidade 6, amostra R37-j. P//.	141
Figura 156 - Diagramas Fe ₂ O ₃ t x TiO ₂ e Zr/Y x Sr (Peate <i>et al.</i> 1992) para magmas de alto TiO ₂ e correlação com as rochas estudadas.	143
Figura 157 - Distribuição dos 3 tipos principais de rochas de baixo SiO ₂ (LSi) na região centro-norte da Província Magmática do Paraná (Licht & Lima 2014).	143
Figura 158 - Modelo de colocação das lavas da PMP na região da Usina de Itaipu, construído com base nas características macroscópicas, microscópicas e químicas das rochas estudadas.	150
Figura 159 – Continuação do modelo de colocação das lavas da PMP na região da Usina de Itaipu, construído com base nas características macroscópicas, microscópicas e químicas das rochas estudadas.	151

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Modelo da tabela utilizada durante as descrições das sondagens. b = basalto, m = maciço, v/a = vesicular/amigdaloidal, v = vesicular, a = amigdaloidal. As amostras foram codificadas de acordo com a identificação da sondagem acrescida de uma letra, por exemplo: L24-a = sondagem L24, amostra a.	22
Tabela 2 - Características composicionais dos tipos de magmas basálticos da PMP segundo Peate (1997).	37
Tabela 3 - Composição média dos basaltos de alto e baixo TiO ₂ da PMP, de acordo com dados de Rocha-Júnior (2006) e Peate et. al. (1992). Retirado de Rocha-Júnior (2010).	38
Tabela 4 - Proposta de Licht & Lima (2014) para subdivisão da PMP com base na associação de gaps de Si-Zr-Ti-P, gerados a partir de critérios estatísticos.	39
Tabela 5 - Composições isotópicas de Sr, Nd e Pb para as rochas de alto TiO ₂ na porção norte da PMP. Dados de Rocha-Júnior 2010. (i) dados recalculados para 133 Ma; (0) dados no tempo presente.	39
Tabela 6 - Síntese das características do fluxo de lava a'a' nas porções proximal e distal, de acordo com Rowland & Walker (1987).	49
Tabela 7 - Atributos para a distinção macroscópica de lavas <i>pahoehoe</i> , <i>a'a'</i> , <i>pahoehoe</i> em placas e <i>rubbly pahoehoe</i> . Traduzido de Keszthelyi (2002).	54
Tabela 8 - Relação do número de cristais de plagioclásio analisados por amostra, individualizados de acordo com a forma de ocorrência: fenocristais e cristais da matriz dos basaltos; cristais dos pegmatitos.	118
Tabela 9 - Composição dos cristais de plagioclásio analisados de acordo com o tipo (fenocristal, cristal da matriz, ou do pegmatito).	119
Tabela 10 - Razões isotópicas de Nd, Sr e Pb obtidas para as rochas estudadas.	127
Tabela 11 - Síntese das características físicas das unidades descritas na área de estudo.	138
Tabela 12 - Características geoquímicas dos 2 grupos de rochas identificados.	142
Tabela 13 - Tabela comparativa entre os dados isotópicos adquiridos para as rochas de alto TiO ₂ da região de Itaipu e aqueles obtidos por Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior <i>et al.</i> (2013) na porção norte da Província Magmática do Paraná.	144
Tabela 14 - Síntese das características litogeoquímicas, de química mineral e isotópicas de pegmatitos e os basaltos hospedeiros.	147

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	17
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	18
1.2 JUSTIFICATIVA	19
1.3 OBJETIVOS	20
2. MATERIAIS E MÉTODOS	21
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
2.2 DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS, DE TESTEMUNHOS DE SONDAgens E COLETA DE AMOSTRAS	21
2.3 ELABORAÇÃO DAS SEÇÕES	23
2.4 ANÁLISES PETROGRÁFICAS	23
2.5 ANÁLISES POR MICROSSONDA ELETRÔNICA.....	23
2.6 ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS	25
2.7 ANÁLISES ISOTÓPICAS DE Nd, Sr e Pb	25
2.8 TRATAMENTO DOS DADOS GEOQUÍMICOS PARA ROCHA TOTAL E QUÍMICA MINERAL ...	27
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	28
3.1 LARGE IGNEOUS PROVINCES (LIP _S)	28
3.2 PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ.....	32
3.1.1 TIPOS DE DERRAMES NA ÁREA DE ESTUDO	34
3.1.2 MODELO ERUPTIVO HIDROVULCÂNICO: PROCESSOS E DEPÓSITOS	35
3.1.3 GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA.....	36
3.1.4 GEOLOGIA DA ÁREA DA ITAIPU BINACIONAL	40
4. EMBASAMENTO TEÓRICO.....	44
4.1 TIPOS DE LAVAS BASÁLTICAS	44
4.1.1 LAVAS PAHOEHOE, A'A' E LAVA EM BLOCO	44
4.1.2 LAVAS TRANSICIONAIS HAVAIANAS	51
4.2 CLASSIFICAÇÃO MACROSCÓPICA DE ROCHAS VULCÂNICAS	53
5. RESULTADOS.....	57
5.1 GEOLOGIA LOCAL - DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS	57
5.2 CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA DAS ROCHAS NAS SONDAgens E ANÁLISE MICROSCÓPICA	69
5.3 SEÇÕES GEOLÓGICAS	106
5.4 GEOQUÍMICA	109
5.5 QUÍMICA MINERAL	118
5.5.2 PIROXÊNIOS	122
5.5.3 ÓXIDOS.....	123
5.6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	127
6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	132
6.1 ARQUITETURA DE DERRAMES E TIPOS MORFOLÓGICOS	132
6.2 CONDICIONANTES DAS VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS DAS LAVAS.....	139
6.3 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS DOS BASALTOS	142

6.4 PEGMATITOS BÁSICOS.....	145
7. MODELO DE COLOCAÇÃO DAS LAVAS DA REGIÃO DE ITAIPU.....	148
8. REFERÊNCIAS.....	152
GLOSSÁRIO	159

1. INTRODUÇÃO

A Província Magmática do Paraná (PMP) constitui uma LIP (*Large Igneous Province*) eocretácea, que se estende pelos estados do centro-sul do Brasil (PR, SC, RS, SP, MT, MS, GO e MG), além de porções do Paraguai, Argentina e Uruguai. No Paraná, os derrames basálticos desta grande província vulcânica cobrem a maior parte do terceiro planalto, dominando a paisagem nas porções centro-oeste, sudoeste e centro-norte.

É na região oeste do estado, na divisa do Brasil com o Paraguai, que se localiza a maior usina em termos de geração de energia do mundo, a Usina Hidrelétrica de Itaipu. A Itaipu Binacional foi construída sobre rochas basálticas da PMP (Figura 1 e Figura 2), no local onde o Rio Paraná esculpira, ao longo do tempo geológico, um cânion com aproximadamente 125 m de profundidade e 500 m de largura, o qual atualmente encontra-se em grande parte submerso.

Desde o início da construção da barragem, em meados da década de 1970, a Itaipu Binacional realizou centenas de furos de sondagem rotativa, sendo que a maior parte dos testemunhos coletados foi armazenada. A soma dos mais de 500 furos existentes totaliza cerca de 30 km lineares de testemunhos de rochas. Além disso, na área da barragem, principalmente próximo ao leito do rio Paraná e dentro da barragem de concreto ainda existem afloramentos passíveis de serem visitados. Para a realização desta pesquisa foram selecionados 20 furos de sondagem e visitados os afloramentos existentes na área da barragem de Itaipu.



Figura 1 - Paisagem da área da barragem de Itaipu na época da construção do canal para o desvio do Rio Paraná, no início da segunda metade da década de 70. (Fonte: Jornal Itaipu Eletrônico).



Figura 2 - Com o rio já desviado, a paisagem mostra as obras de construção da barragem e do vertedouro ao final da década de 70. (Fonte: Jornal Itaipu Eletrônico).

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo está compreendida dentre as coordenadas 7.187.966/7.186.397 N e 744.589/741.323 E, no oeste do Estado do Paraná, especificamente na área da Usina Hidrelétrica de Itaipu (Itaipu Binacional), onde ocorrem derrames basálticos da Província Magmática do Paraná, também chamada de Formação Serra Geral.

A Usina Hidrelétrica de Itaipu localiza-se no Rio Paraná, na fronteira Brasil-Paraguai, 14 km a montante das cidades de Foz do Iguaçu (PR) e Ciudad Del Este (Paraguai). O acesso à Itaipu Binacional, por território brasileiro, é realizado pelo município de Foz do Iguaçu (PR).

A cidade de Foz do Iguaçu localiza-se no extremo oeste do Estado do Paraná e dista, pela BR 277, aproximadamente 650 km da capital, Curitiba (Figura 3). O acesso à Foz do Iguaçu pode ser feito por via terrestre ou aérea.

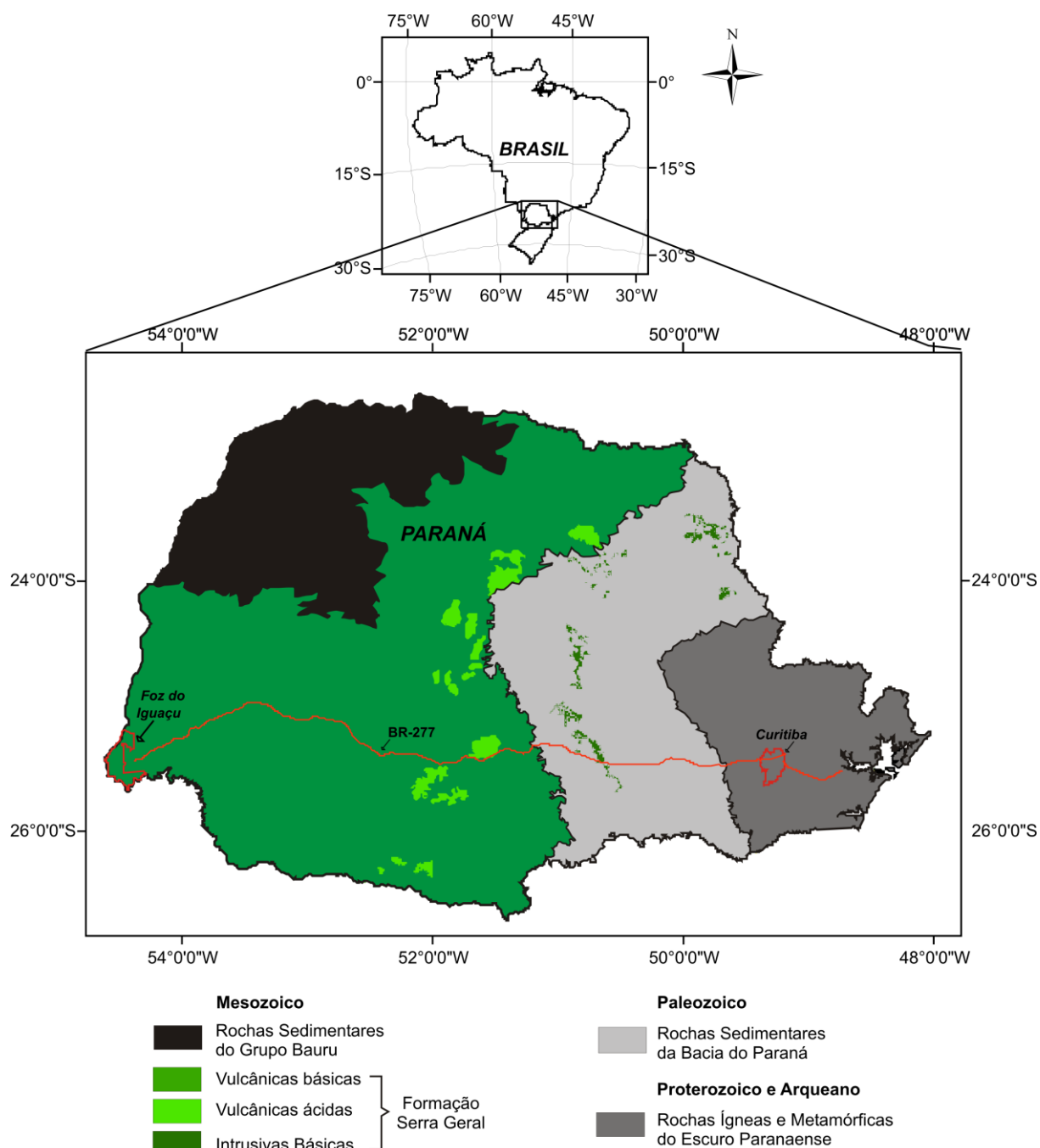


Figura 3 – Mapa geológico simplificado do estado do Paraná (modificado de MINEROPAR 2006). Destaque para a localização do município de Foz do Iguaçu, onde está situada a Usina Hidrelétrica de Itaipu (área de estudo).

1.2 JUSTIFICATIVA

Ao longo das últimas três décadas as rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná vêm sendo estudadas principalmente sob os enfoques geoquímico, isotópico e geocronológico. Estudos visando à arquitetura de derrames, a classificação destes de

acordo com as características físicas de colocação (por ex: *pahoehoe*, *a'a'* etc.) e a caracterização das rochas vulcanoclásticas associadas, são recentes. Até meados da década de 90, poucos trabalhos sobre a PMP abordavam os processos físicos de colocação das lavas e a presença de brechas autoclásticas como autobrechas, hialoclastitos e peperitos.

As centenas de furos de sondagem existentes no acervo da Itaipu estavam, até o início de 2011, armazenadas em um galpão localizado dentro dos domínios da usina. Entretanto, as sondagens deveriam ser retiradas do espaço, pois o mesmo seria destruído devido à construção de uma linha de transmissão. Foi então que, com o intuito de preservar e estudar os testemunhos, foi firmado o convênio entre a Itaipu Binacional, por meio da Fundação Parque Tecnológico Itaipu, e o Serviço Geológico do Paraná (Mineropar).

O acesso aos testemunhos, provindos das sondagens pertencentes à Itaipu, possibilita obter informações geológicas detalhadas, pois raramente se consegue, em campo, dados contínuos de rocha por quase 200 m de espessura. A distribuição dos testemunhos na área de estudo também propicia a correlação lateral das informações geológicas.

Dessa forma, a proposta de estudo apresentada visa, principalmente, entender questões como: a caracterização dos tipos de derrames e os processos físicos de formação dos basaltos continentais.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral da pesquisa é definir um modelo geométrico descritivo para a gênese, o modo de colocação e a evolução magmática dos derrames basálticos da PMP na área de estudo.

Como objetivos específicos têm-se: a caracterização e a classificação dos tipos de derrames descritos; a distribuição espacial das rochas estudadas, a variação horizontal e vertical dos diversos derrames encontrados na área de estudo; a caracterização litogeoquímica das lavas; e a definição da assinatura isotópica da fonte magmática.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica realizada envolve o estado da arte da Província Magmática do Paraná/Formação Serra Geral com atenção aos seguintes aspectos:

- aspectos macroscópicos: tipos de lavas, arquitetura de derrames, ocorrências e tipos de rochas vulcanoclásticas;
- aspectos microscópicos: características petrográficas das rochas como textura, estrutura e assembleias minerais presentes;
- aspectos geoquímicos: classificação geoquímica das rochas, divisão dos derrames que compõem a província em “magmas tipo”, distribuição geográfica e posição estratigráfica.

A pesquisa bibliográfica realizada também abrange estudos sobre províncias vulcânicas basálticas semelhantes à PMP, como a Província do Deccan e os basaltos do Havaí.

Também foi realizada pesquisa ao acervo bibliográfico da Itaipu Binacional, onde foram consultados relatórios gerados durante o mapeamento geológico da área, na época da construção da usina nos anos 1970.

2.2 DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS, DE TESTEMUNHOS DE SONDAgens E COLETA DE AMOSTRAS

O trabalho de campo foi realizado em dois afloramentos localizados dentro da área da Usina Hidrelétrica de Itaipu (Figura 4). Nestes afloramentos foram coletadas 16 amostras de rochas.

As descrições dos testemunhos dos furos de sondagens rotativas foram realizadas nas dependências do laboratório de concreto da Itaipu Binacional. Dentre as centenas de sondagens existentes no acervo da Itaipu, foram escolhidas 20 para a descrição macroscópica e coleta de amostras para diversos fins. Os critérios para escolha das 20 sondagens foram: disponibilidade dos testemunhos; profundidade de alcance da sondagem em profundidade; localização do furo e distribuição do conjunto de sondagens, com o intuito de abranger a maior área possível (Figura 4).

As 20 sondagens selecionadas somam aproximadamente 2.200 m de rochas, que ocorrem desde a cota 200 m até a cota -40 m, onde a sondagem mais espessa possui 200 m. A partir dos testemunhos de sondagem foram coletadas 213 amostras de rochas.

A descrição macroscópica dos testemunhos teve como objetivo principal a caracterização das rochas em termos de granulação, textura e estrutura. Em um primeiro momento também foi utilizada a cor da rocha como característica para individualizar intervalos. A combinação do litotipo com a característica textural mais marcante (m = maciço, v/a = vesicular/amigdaloidal, v = vesicular, a = amigdaloidal) foi utilizada para classificar/individualizar os intervalos, conforme pode ser observado na Tabela 1. Posteriormente, com base no empilhamento das fácies e nas relações de contato descritas, foi definida a arquitetura dos fluxos de lava.

Cada fluxo de lava identificado em uma sondagem é, neste trabalho, designado como uma “unidade” e a esta palavra é acrescentado um número ordinário. Esta individualização foi primeiramente realizada com as rochas da sondagem L24, que é a mais espessa descrita. Dessa forma, seguindo o princípio da estratigrafia, a primeira unidade é a mais antiga e esta é designada Unidade 1. Em consequência, a unidade acima é denominada Unidade 2, e assim sucessivamente até a Unidade 10, que é a mais jovem na área de estudo. Em seguida, o mesmo princípio foi utilizado nas descrições das demais sondagens, sempre verificando a correspondência das características morfológicas de cada unidade nas diversas sondagens.

Tabela 1 - Modelo da tabela utilizada durante as descrições das sondagens. b = basalto, m = maciço, v/a = vesicular/amigdaloidal, v = vesicular, a = amigdaloidal. As amostras foram codificadas de acordo com a identificação da sondagem acrescida de uma letra, por exemplo: L24-a = sondagem L24, amostra a.

Sondagem	Profundidade (m)		classificação	textura		maciço	estrutura		fraturamento	alteração	cor	Amostra	obs
	de	a		afa	fan		amig%	ves %					
L24	0	4.05	solo										
L24	4.05	32.00	bm cinza		x	x			moderado	fraca	cinza	L24-a	de 6,20 a 8, 30 m ocorrem porções
L24	32.00	36.00	bm rosado	x		x	tr		baixo	fraca	cinza rosado	L24-b	bas cinza rosado, afan, com pouca
L24	36.00	39.00	brecha v/a	x			5% a 60%		baixo	fraca	avermelhada	L24-c	brecha composta por frag de bas v
L24	39.00	44.30	bv/a rosado	x			30%		baixo	fraca	cinza rosado com verde	L24-d	bas cinza rosado com inúmera ve
L24	44.30	49.00	ba verde	x			40%		baixo	fraca	cinza esverdeado	L24-e	bas cinza esverdeado, com inúmera
L24	49.00	59.95	bm rosado	x					baixo	fraca	cinza rosado	L24-f	bas cinza rosado maciço, afan,
L24	59.95	79.5	brecha v/a	x			até 20%		baixo	fraca	cinza avermelhado	L24-g1 e L24-g2	brecha composta por frag de bas v
L24	79.5	84.8	bm rosado	x		x			baixo	fraca	cinza com porções rosadas	L24-h	bas cinza com porções (manchas r
L24	84.8	98.6	brecha v/a	x			até 60%		baixo	fraca	cinza avermelhado	L24-i	brecha composta por frag de bas v
L24	98.6	106.9	bv/a rosado	x			5 a 10%		baixo	fraca	cinza rosado	L24-j	bas cinza rosado, afan, vesi/amig
L24	106.9	146.8	bm cinza	x	x	x			moderado	fraca	cinza rosado a cinza	L24-k	bas maciço afan, cinza rosado no t
L24	146.8	147.3	brecha v/a	x			10%		baixo	fraca	cinza claro	L24-l	brecha cinza clara, local no tpo de
L24	147.3	150.00	bv/a rosado	x			20%		baixo	fraca	cinza rosado	L24-m	bas vesicular rosado, com até 20%
L24	150.00	152.60	brecha v/a	x			até 60%		baixo	fraca	cinza escuro avermelhada	L24-n	brecha composta por frag de bas v
L24	152.60	157.00	bv/a rosado	x			até 30%		baixo	moderada	cinza rosado esverdeado	L24-o	bas cinza rosado com inúmera ve
L24	157.00	163.1	bm cinza	x		x			baixo	fraca	cinza escuro	L24-p	bas cinza escuro, afn, maciço,
L24	163.1	173.40	bv/a cinza	x			5%		baixo	fraca	cinza medio castanho	L24-q	bas cinza acastanhado, afan, com
L24	173.40	196.80	bm cinza		x	x			baixo	fraca	cinza escuro	L24-r	bas cinza escuro, fanerítico fino, r
L24	196.80	198.90	brecha v/a	x	x		até 30%		baixo	fraca	cinza avermelhado	L24-s	brecha cinza avermelhada, compo
L24	198.90	203.15	bv/a rosado	x			15%		baixo	moderada	cinza esbranquiçado	L24-t	bas fanerítico fino (pl 2 mm), com

Todas as caixas de testemunhos descritas e todas as amostras coletadas de todas as sondagens foram fotografadas a fim de montar um banco de dados de imagens.

2.3 ELABORAÇÃO DAS SEÇÕES

Com base na descrição macroscópica dos 20 testemunhos de sondagens, foram construídas 2 seções para interpretação da arquitetura dos derrames e correlação estratigráfica entre as camadas.

A seção 1 (Figura 4) foi elaborada com base em 14 sondagens e apresenta 4.450 metros de extensão, com direção E-W. A seção 2 (Figura 4) é composta por 7 sondagens, possui 2.600 metros de extensão e localiza-se a sul da seção 1, mas também apresenta direção E-W. Em ambas as seções a escala horizontal é 1:5000 e a vertical é 1:1000.

2.4 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Foram analisadas 18 lâminas petrográficas referentes às amostras coletadas em campo e cerca de 80 lâminas de amostras coletadas nas sondagens. Do total de lâminas, 43 foram confeccionadas no LAMIN (Laboratório de Laminação) da UFPR e as demais no laboratório de laminação do Parque Tecnológico da Itaipu.

A análise petrográfica inicial foi realizada em microscópio binocular, marca Zeiss, equipado com câmera fotográfica e acoplado a um computador para a captura de imagens fotomicrográficas das rochas.

2.5 ANÁLISES POR MICROSSONDA ELETRÔNICA

As análises para determinação da composição de piroxênios, plagioclásios e minerais opacos foi realizada em 7 lâminas de 7 amostras (L24-a, L24-f, L24-k1, L24-k2, L24-m, L24-q e L24-r), incluindo 2 pegmatitos e 6 basaltos – a amostra L24-a possui pegmatito e basalto na mesma lâmina.

Ao todo foram analisados: 156 pontos distribuídos em 25 cristais da matriz/microfenocristais de piroxênios; 159 pontos distribuídos em 25 microfenocristais/cristais da matriz de plagioclásios; e 48 pontos em minerais opacos.

As análises foram realizadas em microsonda Cameca SX 50 (equipada com 4 espectrômetros WDS e um EDS) do *Laboratorio di Microanalisi* do IGG do CNR (*Istituto di Geoscienze e Georisorse dell Consiglio Nazionale delle Ricerche*) do *Dipartimento di Geoscienze* da *Università degli Studi di Padova*, na Itália, pelo Prof. Dr. Andrea Marzoli.

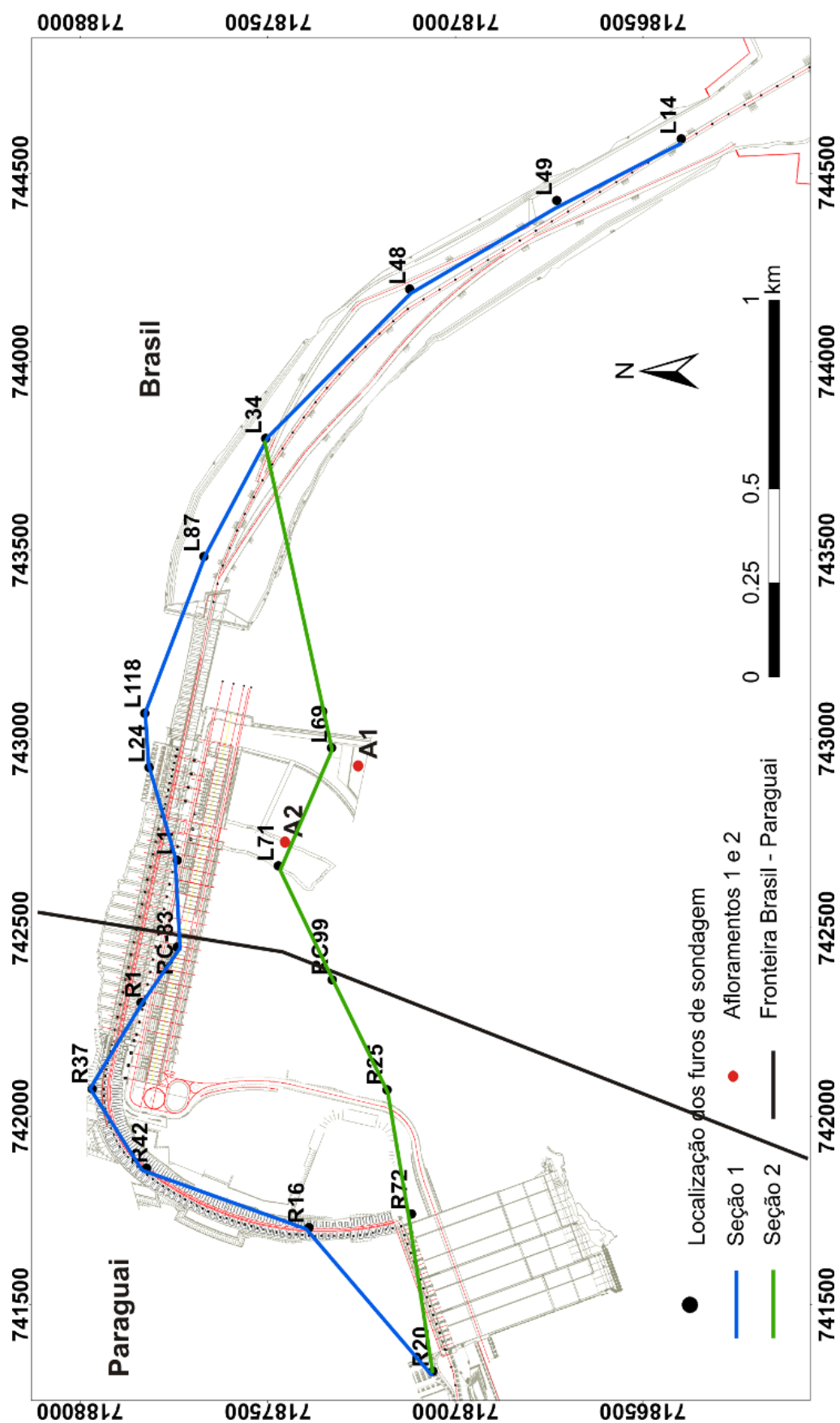


Figura 4 – Barragem da Usina Hidrelétrica de Itaipu com a localização das sondagens estudadas (pontos pretos) e dos afloramentos descritos (pontos vermelhos). A linha azul corresponde à seção 1 e a linha verde à seção 2, ambas confeccionadas a partir da descrição dos testemunhos. A linha preta marca a divisa aproximada entre o Brasil e o Paraguai. (Fonte: Itaipu Binacional).

2.6 ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS

Foram analisados óxidos maiores, elementos traço e terras raras (ETR) em 100 amostras, incluindo basaltos e pegmatitos básicos. Foram coletadas apenas as amostras consideradas sãs na descrição macroscópica.

Vinte destas amostras, as coletadas nas sondagens L24 e L71, foram quebradas com martelo protegido e pulverizadas em moinho de ágata, e foram enviadas para análises geoquímicas no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP). Os elementos maiores foram analisados por fluorescência de raios X (FRX), enquanto que os elementos Terras Raras (ETR) e demais elementos traço foram analisados em espectrômetro de massa com fonte de plasma (ICP-MS).

Outras 80 amostras foram analisadas no laboratório comercial AcmeLabs (Acme Analítica Laboratórios Ltda), sendo os elementos maiores analisados por ICP-ES enquanto que os elementos traço e Terras Raras foram analisados por ICP-MS. Os teores dos óxidos, das terras raras e dos elementos refratários foram obtidos a partir de fusão com borato de lítio e digestão ácida de 0,2 g de amostra. Metais preciosos, metais base e seus elementos associados foram gerados a partir de digestão em água régia.

2.7 ANÁLISES ISOTÓPICAS DE Nd, Sr e Pb

Dentre as 20 amostras das sondagens L24 e L71 analisadas para litogeoquímica na USP, 11 foram selecionadas para análises de isótopos de Nd, Sr e Pb, no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), também da USP. Devido à baixa concentração de Pb nos basaltos e pegmatitos básicos estudados, a preparação das amostras para as análises isotópicas foi realizada de forma a evitar qualquer possível contaminação das amostras. Os procedimentos de preparação, realizados pela autora deste trabalho, correspondem aos indicados por Marques *et al.* (2003), que consistem em:

I) Trituração: a superfície externa de cada amostra foi removida a fim de evitar qualquer contaminação. Em seguida as amostras foram trituradas manualmente, em pilão de aço inox com o auxílio de martelo, até atingirem tamanho aproximado de 0,5 cm. Os fragmentos são lavados com água e álcool etílico em peneira de aço inox de 80 mesh, para a eliminação de grãos finos produzidos durante a trituração. A secagem é feita a baixa temperatura em estufa. A limpeza (lavagem e secagem) dos materiais utilizados no processo de fragmentação das amostras foi realizada com rigor a fim de evitar contaminação da amostra seguinte com material da amostra anterior.

II) Lavagem com água MilliQ: no laboratório limpo do CPGeo os fragmentos das amostras foram lavados com água MilliQ em béquer de teflon previamente descontaminado. Este procedimento foi realizado diversas vezes em cada amostra, até que a solução de limpeza ficasse límpida. Ao fim, a água excedente foi removida.

III) Lavagem com HNO₃: em cada amostra foi adicionado HNO₃ 0,1 M destilado, até cobrir todos os fragmentos, em seguida as amostras foram levadas ao banho de ultrassom por 15 minutos. Após o tempo devido, o ácido foi descartado e o procedimento de lavagem com HNO₃ foi repetido por mais 2 vezes.

IV) Lavagem com água MilliQ: após o banho ultrassônico as amostras foram novamente lavadas com água MilliQ, até a solução ficar límpida. Em seguida, adicionou-se água MilliQ às amostras e estas foram colocadas por 30 minutos em banho de ultrassom. Após o tempo devido, a água foi removida com pipetador e as amostras foram secas na chapa aquecedora, a qual se localiza em um *clean box*.

V) Pulverização: após a secagem, as amostras foram pulverizadas em moinho de carbeto de tungstênio.

As análises isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb foram realizadas no CPGeo por técnicos do laboratório.

O método geocronológico Sm-Nd utilizado pelo CPGeo/USP está descrito no trabalho de Sato *et al.* (1995). A razão isotópica ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd utilizada é calculada a partir da equação: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = [(Conc. Sm/Conc. Nd) x 0,604491]. Os erros para a razão isotópica ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd e para a idade modelo T_{DM} são calculados a partir da propagação de erros analíticos das variáveis usadas nas respectivas equações. As razões isotópicas ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (medidas como Nd+) são normalizadas para o valor de ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219 (De Paolo 1981). Valores das idades modelo T_{DM} são calculadas segundo a equação: T_{DM} = 1/λ¹⁴⁷Sm x ln{[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{am} - (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM}]/[(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{am} - (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{DM}] + 1}. O parâmetro ε_{Nd(0)} corresponde ao valor atual (t = 0) e é calculado segundo a equação: ε_{Nd(0)} = {[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{am}/0,512638] - 1} x 10⁴, onde ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{CHUR} = 0,512638 (Hamilton *et al.* 1983). A média de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd medida no padrão JNDi é de 0,512090 ± 0,000005 e o branco analítico durante a análise é 300 pg. Para a análise de isótopos de Sr as razões isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr são normalizadas para o valor de ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194 e o valor médio para a razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr do padrão NBS-987 durante a análise é 0,710233 ± 0,000022. O branco analítico durante a análise é 161 pg. As análises dos isótopos de Pb foram efetuadas em Espectrômetro de Massas de Termoionização (TIMS) Finnigan MAT 262. As razões isotópicas foram corrigidas para fracionamento de massa de 0,095%/u.m.a. O branco total registrado durante as análises é 120 pg e o valor médio das razões isotópicas do padrão NBS-981 são: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16,899 ± 0,005, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,440 ± 0,007 e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36,541 ± 0,020.

2.8 TRATAMENTO DOS DADOS GEOQUÍMICOS PARA ROCHA TOTAL E QUÍMICA MINERAL

O tratamento dos dados litogeoquímicos seguem os seguintes procedimentos:

- Avaliação da qualidade dos resultados analíticos: são utilizadas para interpretação petrogenética apenas as amostras consideradas sãs, ou seja, aquelas cuja perda ao fogo é inferior a 2,5%; e as amostras cujo erro de fechamento é inferior a 2%.

- O cálculo da norma CIPW é realizado a partir dos óxidos, onde suas porcentagens são recalculadas para a base anidra. Este procedimento consiste na distribuição proporcional da % de *LOI* (*Loss On Ignition*) para cada óxido analisado. Os óxidos recalculados para base anidra são utilizados principalmente para a construção de diagramas de classificação, variação e discriminação.

- Com os dados litogeoquímicos de óxidos, elementos traço e Terras Raras foram confeccionados: diagramas de variação, de classificação, multielementares para elementos Terras Raras, demais traços e diagramas discriminantes. Estes diagramas são fundamentais para a classificação química das rochas e para as interpretações petrogenéticas.

A partir dos dados de composição química de plagioclásios, piroxênios e óxidos foram calculadas as fórmulas estruturais dos diferentes minerais, utilizando 32 oxigênios para o cálculo do plagioclásio e da magnetita e 6 oxigênios para o piroxênio e a ilmenita. Foram construídos diagramas de classificação de plagioclásios (Ortoclásio (Or)- (Albita (Ab) – Anortita (An) de Deer *et al.* 2003) e de piroxênios ($Q(Ca+Mg+Fe^{2+}) \times J(2Na)$ e Enstatita (En) – Ferrossilita (Fs) – Wollastonita (Wo), de Morimoto 1988) para representar a composição dos minerais analisados. Também foram elaborados diagramas binários para óxidos, com o intuito de avaliar a variação composicional dos minerais.

Os dados isotópicos de $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$, e as idades modelo T_{DM} e o parâmetro ϵ_{Nd} são utilizados na interpretação dos tipos de fontes mantélicas envolvidas na gênese das rochas estudadas. Estes dados são apresentados na forma de diagramas binários e tabelas.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 LARGE IGNEOUS PROVINCES (*LIPs*)

Tradicionalmente o termo *Large Igneous Provinces (LIPs)* é utilizado para designar províncias ígneas compostas por grandes volumes de rochas extrusivas e intrusivas, predominantemente máficas. Sob esta designação se encontram: os derrames basálticos continentais e as rochas intrusivas associadas; as margens vulcânicas passivas; os platôs oceânicos; as cordilheiras submarinas; os montes submarinos; e os basaltos de fundo oceânico (Coffin & Eldholm 1992). A formação de uma *LIP* constitui um grande evento global e sua gênese e evolução está associada à dinâmica do manto. Os grandes volumes de lava e corpos intrusivos são comumente gerados em um curto intervalo de tempo e, podem ou não, estar associadas à quebra de continentes ou à mudança na taxa e direção de movimentação da placa tectônica (Coffin & Eldholm 1992).

Com o intuito de auxiliar na compreensão dos diversos tipos de províncias ígneas, Sheth (2007) propõe que o termo *LIP*, seja usado em seu sentido mais amplo e que deve designar províncias ígneas com áreas de afloramento $\geq 50.000 \text{ km}^2$ (Figura 5). Sheth (2007) propõe uma classificação hierárquica simples, que é independente da composição, ambiente tectônico ou mecanismo de colocação. Dessa forma, o autor sugere que províncias como a do Deccan e a de Whitsunday deveriam ser chamadas de *Large Volcanic Provinces (LVPs)* (Grandes Províncias Vulcânicas), enquanto que as grandes províncias intrusivas (intrusões máfico - ultramáficas, dique/enxames, soleiras e batólitos graníticos) devem ser chamadas de *Large Plutonic Provinces (LPPs)* (Grandes Províncias Plutônicas). Estes dois grupos, *LVPs* e *LPPs*, abrangem todas as *LIPs*, incluindo as félsicas, máficas e ultramáficas, de afinidade subalcalina ou alcalina, formadas em ambientes continentais ou oceânicos.

Sheth (2007) divide as *LVPs* em quatro grupos:

- *LBP*s – *Large Basaltic Provinces*: grandes províncias basálticas, predominantemente máficas (por exemplo: Deccan e Paraná-Etendeka);
- *LRP*s – *Large Rhyolitic Provinces*: grandes províncias riolíticas, dominantemente félsicas (por exemplo: Whitsunday e Sierra Madre Occidental);
- *LAP*s – *Large Andesitic Provinces*: grandes províncias andesíticas (predominantemente andesíticas), como por exemplo: Andes, Indonésia e Cascades;
- *LBRP*s – *Large Basaltic-Rhyolitic Provinces*: as grandes províncias bimodais, basálticas e riolíticas, como por exemplo: Snake River.

Os equivalentes intrusivos de *LRPs* são as grandes províncias graníticas (*Large Granitic Provinces - LGPs*), como por exemplo, os batólitos andinos.

Large Igneous Provinces (LIPs)				
Províncias extrusivas/intrusivas de qualquer composição e ambiente tectónico com área de no mínimo 50.000 km ²				
Extrusivo (lavas; piroclásticas = 100;0 a 0;100, subalcalino; alcalino = 100;0 a 0;100)				
Large Volcanic Provinces - LVPs (Grandes Províncias Vulcânicas)				
Dominantemente ou totalmente félsicas: Large Rhyolitic Provinces (LRPs) (Grandes Províncias Riolíticas)	Dominantemente ou totalmente andesíticas: Large Andesitic Provinces (LAPs) (Grandes rovíncias Andesíticas)	Dominantemente ou totalmente máficas: Large Basaltic Provinces (LBPs) (Grandes Províncias Basálticas)		Bimodal: Large Basaltic-Rhyolitic Provinces (LBRPs) (Grandes Províncias Basálticas Riolíticas)
Continental	Usualmente continental	Continental e oceânico		Somente continental
LIPs "Silícicas": Whitsunday, Sierra Madre Occidental, Malani	Arcos de Ilha: Indonédia, Japão Margens continentais ativas: Andes Equatoriano-Colombian, Andes Peruano-Chileno, Cascades, México Zonas de colisão continental: Anatólia-Irá	Basaltos continentais: Deccan, Rajmahal, Madagascar, Karoo, Ferrar, Sibéria, Emeishan, Columbia River, Paraná-Etendeka, Yemen-Ethiopia, Terciário do Atlântico Norte, Central (CAMP) Atlântico Províncias difusas: Indochina, Mongólia	Assoalho Oceânico Platôs oceânicos: Ontong Java, Islândia, Kerguelen, Shatsky Rise, Manihiki, Caribe Ilhas oceânicas - cadeias de montes submarinos: Havai-Emperor, Ninety East Províncias difusas: South Pacific, Superswell	Snake River Plain - Oregon High Lava Plains, Dongargarh, Ethiopia (Em parte)
Intrusivo: Large Plutonic Provinces - LPPs (Grandes Províncias Plutónicas)				
Dominantemente ou totalmente félsico: Large Granitic Provinces (LGP) Grandes Províncias Graníticas		Dominantemente ou totalmente máfico		
Somente continental		Continental e oceânico		
Batólitos graníticos orogénicos/anorogénicos: Tíbet-Himalaya, Patagônia, Batólito costeiro Perú-Chile, Batólito Coast Range NW USA Maçãos charnoquíticos: Índia meridional		Intrusões máficas acamadadas: Bushveld Enxames de diques gigantes: Mackenzie, Mar Vermelho, CAMP Maçãos anortosíticos (tamanho permitido)		Porções profundas de platôs oceânicos

Figura 5 - Síntese de Sheth (2007) com a distribuição das LIPs de acordo com a classificação proposta pelo autor.

Bryan & Ernst (2008) fazem uma vasta revisão sobre o conceito de LIP e propõem a utilização do termo para províncias magmáticas cujas áreas de extensão sejam >0,1 Mkm², com volumes ígneos >0,1 Mkm³, e expectativa de vida máxima de 50 Ma, que sejam

caracterizadas por pulsos ígneos de curta duração (1 a 5 Ma), durante os quais a maior proporção do volume (>75%) das rochas ígneas foram colocadas.

Os derrames basálticos continentais são volumosos, predominantemente toleíticos e geralmente são produtos de erupções fissurais. Dentre os principais *CFBs* (*continental flood basalts*) existentes destacam-se (Figura 6):

- Paraná-Etendeka: formada como uma única província magmática durante a separação da América do Sul da África, no Cretáceo inferior (Hawkesworth *et al.* 1992). É composta por extensos campos de lava basáltica e, subordinadamente, riolítica/riodacítica, localizados na América do Sul e pequena porção em Etendeka, na Namíbia.
- Deccan: província vulcânica formada durante a quebra e separação da Índia e do platô de Seycheles/Mascarenhas (Coffin & Eldholm 1992) há 65 Ma, cobre 5×10^5 km² no centro e oeste da Índia (Brown *et al.* 2011). Consiste em derrames basálticos, predominantemente toleíticos, localmente intrudidos por enxames de diques (Brown *et al.* 2011).
- Karoo: província formada durante a separação da África e da Antártica há aproximadamente 183 Ma. É constituída por lavas toleíticas, soleiras e diques, que cobrem uma área de aproximadamente 3×10^6 km² (Eales *et al.* 1984).
- Traps Siberianos: província composta por basaltos, tufos e intrusivas rasas, os quais cobrem aproximadamente $2,5 \times 10^6$ km², o que equivale a 60% do Cráton Siberiano (Fedorenko *et al.* 1996).
- Columbia River: formados há aproximadamente 16 Ma, os derrames basálticos continentais de Columbia River não possuem origem associada à quebra continental. Um dos modelos aventados para a origem está relacionado à atuação de plumas do manto (Hooper *et al.* 2007).

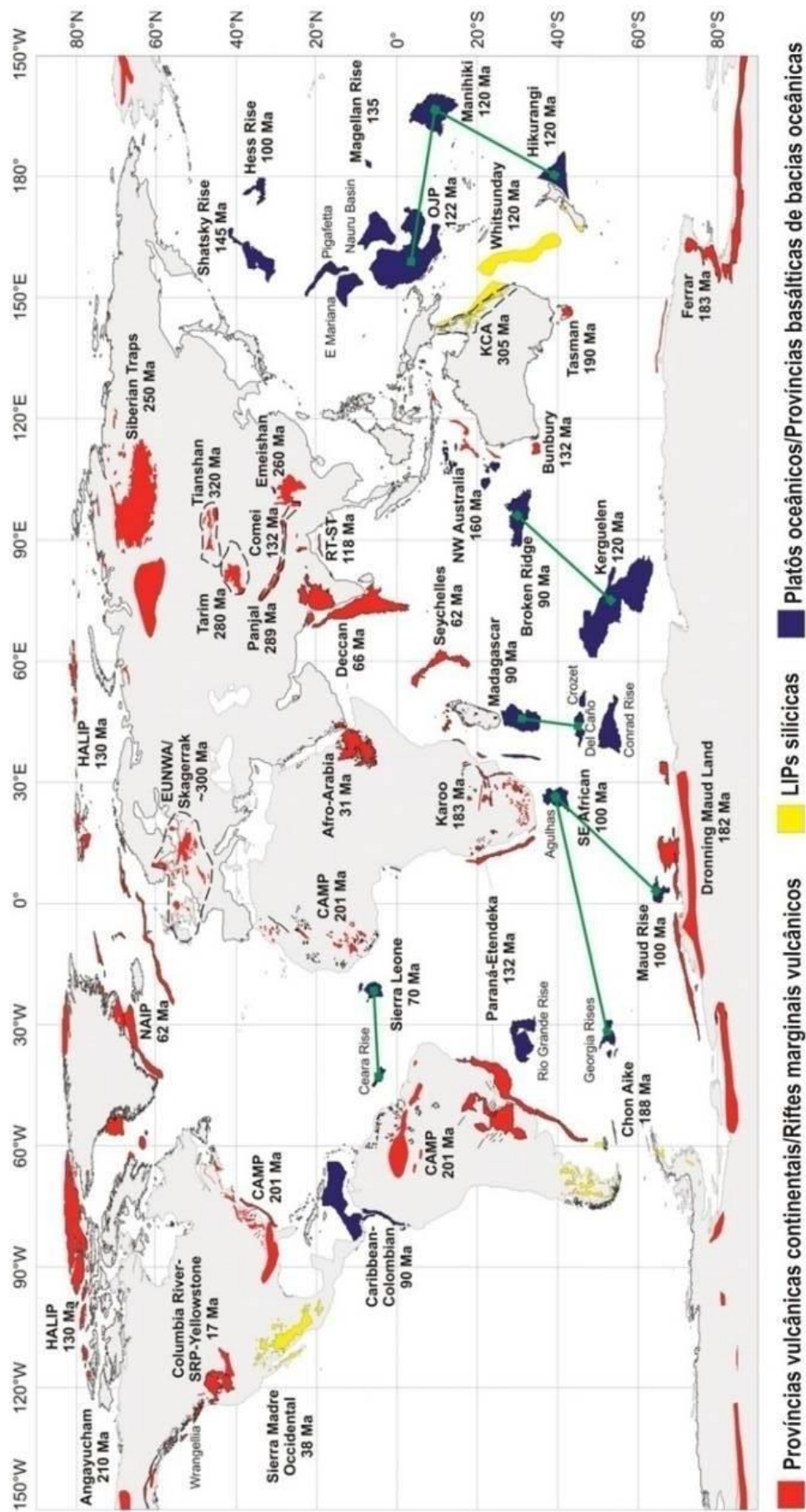


Figura 6 - Distribuição global das Large Igneous Provinces (LIPs), identificadas com a idade de formação e discriminadas de acordo com a composição e ambientes de ocorrência (Bryan & Ferrari 2013).

3.2 PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

A Província Magmática do Paraná constitui uma *LIP* (*Large Igneous Province*) eocretácea ou, mais especificamente, uma Grande Província Basáltica (*Large Basaltic Province - LBP*), cujos derrames cobrem uma área de aproximadamente 1,2 milhões de quilômetros quadrados nos estados do centro-sul do Brasil (PR, SC, RS, SP, MT, MS, GO e MG) (Figura 7), além de porções do Paraguai, Argentina e Uruguai (Piccirillo & Melfi, 1988). O empilhamento dos derrames é de, em média, 650 metros (Almeida 1986, Marques & Ernesto 2004) e pode chegar próximo a 1.700 metros (Figura 7) no depocentro da Bacia do Paraná (Almeida 1986).

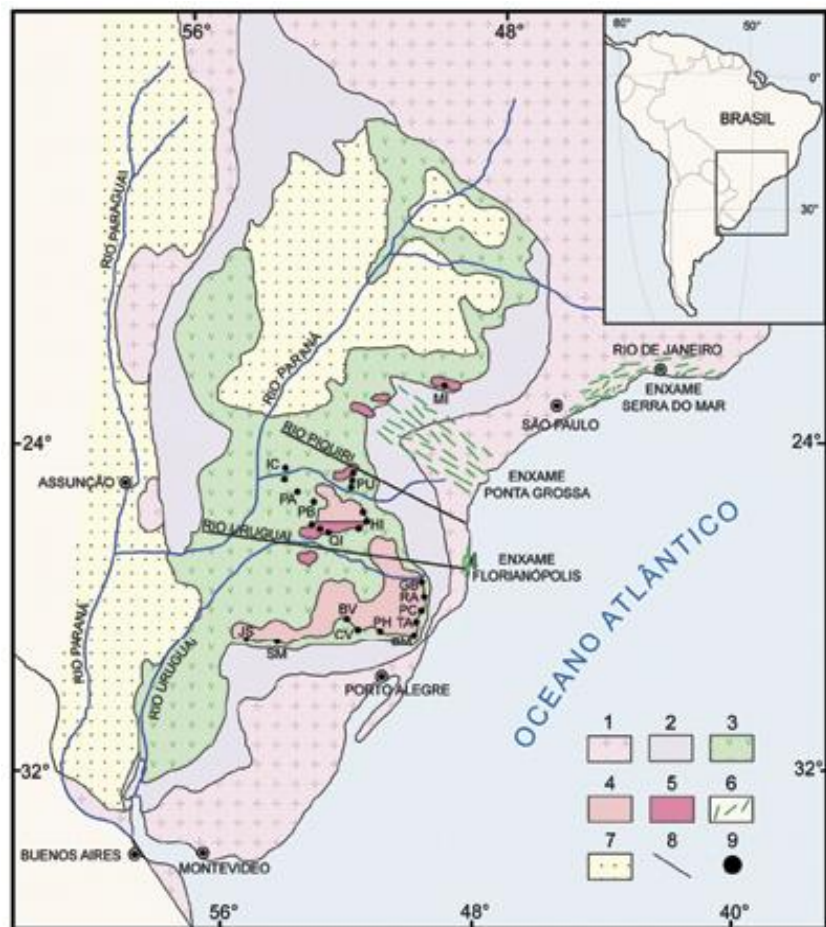


Figura 7 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozoicos); (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da PMP; (4) rochas ácidas do Tipo Palmas da PMP; (5) rochas ácidas do tipo Chapecó da PMP; (6) enxames de diques da PMP; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos; (9) localização das sequências de derrames investigadas pelas autoras da figura (Marques & Ernesto 2004).

Possui uma extensão localizada no sudoeste do continente africano, mais especificamente na Namíbia, e com esta é denominada Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE). Sua vasta extensão coloca a PMPE como a segunda maior província

vulcânica continental do mundo em área de exposição, atrás somente dos *Traps* Siberianos, os quais cobrem cerca de 2,5 milhões de km² (Fedorenko *et al.*, 1996).

Além do grande volume de derrames, a PMP possui importante magmatismo intrusivo, representado por inúmeros diques e soleiras encaixados nas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1984). Dois enxames de diques, Florianópolis e Serra do Mar, ocorrem subparalelos à costa brasileira, e o enxame de Ponta Grossa adentra o país com direção aproximada N45W (Figura 7).

Na região da barragem da Usina Hidrelétrica de Itaipu em Foz do Iguaçu (PR), o mapa de isópacas da PMP (Figura 8) indica espessuras entre 300 e 500 m.

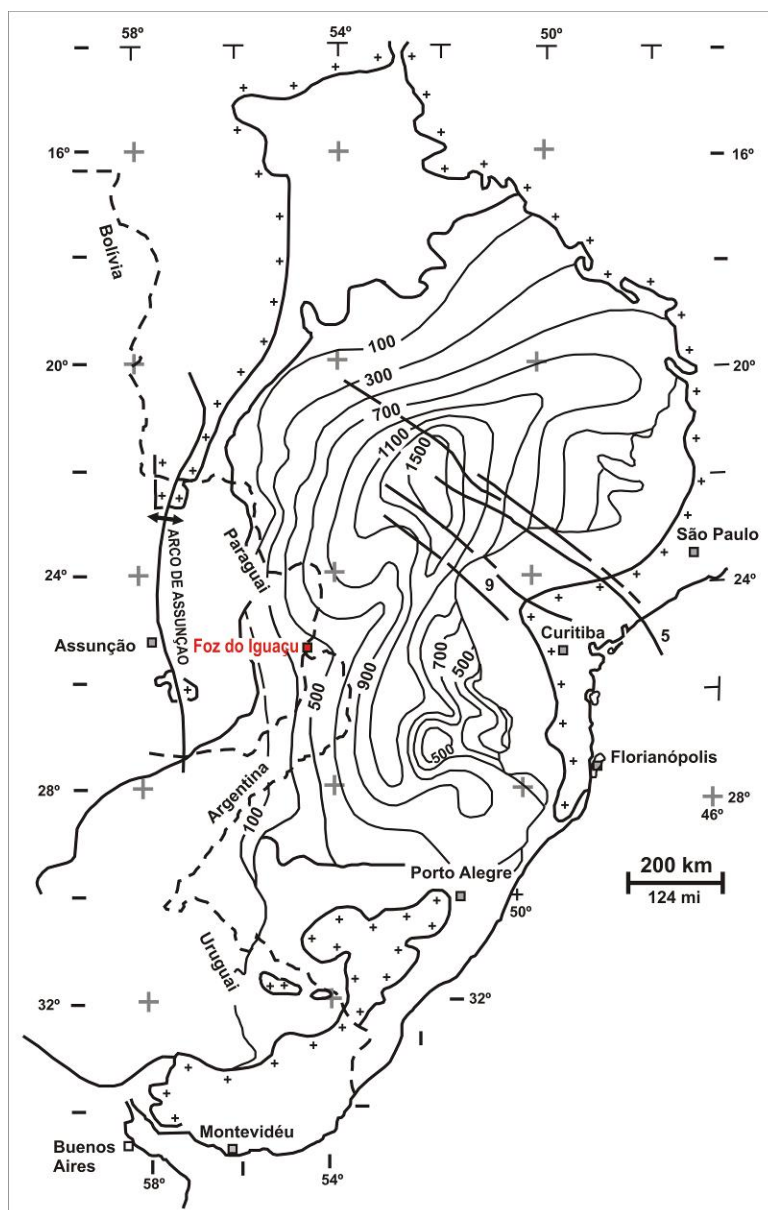


Figura 8 - Mapa de isópacas das lavas da Província Magmática do Paraná, com contornos a intervalos de 200 m. O retângulo vermelho, entre as linhas de 500 e 300 m, marca a localização de Foz do Iguaçu, onde se encontra a área de estudo (Zalán *et al.* 1990 In: Gabaglia & Milani 1990).

3.1.1 Tipos de derrames na área de estudo

O estudo das estruturas e das características morfológicas dos derrames é essencial para a interpretação da dinâmica dos fluxos de lava em uma província vulcânica basáltica. Entretanto, na Província Magmática do Paraná esta abordagem tem sido preterida em comparação aos estudos litogeoquímicos e geocronológicos (Lima *et al.* 2012).

Dentre os trabalhos que abordam a identificação e classificação morfológica das lavas na PMP destacam-se Waichel *et al.* (2006a e 2006b) e Waichel *et al.* (2007), que identificam nas regiões de Toledo, Rio Quitéria, Ponte Queimada, Matelândia e Cascavel, no oeste do Paraná, derrames *pahoehoe* e *a'a'*, com predominância dos tipos *pahoehoe* simples e compostos, além de peperitos gerados pela interação entre as lavas e sedimentos inconsolidados.

Os derrames *pahoehoe* estudados por Waichel *et al.* (2006) e Waichel *et al.* (2007) possuem entre 40-70 m de espessura na porção proximal e apresentam crosta superior e núcleo maciço bem delimitados, enquanto que na porção mediana predominam derrames tipo *pahoehoe* simples (20-30 m de espessura) e na porção distal abundam os fluxos *pahoehoe* compostos de até 5 m de espessura, com lobos pouco espessos (< 2 m). Os peperitos ocorrem devido à interação da lava com sedimentos inconsolidados, compostos principalmente por silte e argila, os quais, segundo os autores, foram depositados em ambientes lacustres. Tais sedimentos são indicativos de uma mudança climática ocorrida ao longo do período de atuação do vulcanismo. Tal mudança seria a passagem de ambiente desértico (Formação Botucatu e porção basal da PMP) para ambiente lacustre (porção superior da PMP) (Waichel (2006); Waichel *et al.* (2007)).

Na região de Guarapuava são registradas autobrechas no topo e na base de derrames, brechas peperíticas – formadas pela interação de lava basáltica com sedimentos saturados em água – intercaladas aos derrames (Arioli *et al.* 2008), derrames lobados e maciços (Lopes 2008), brechas de fluxo e brechas com matriz arenítica.

Na região de Salto Segredo é reconhecido um derrame *pahoehoe* inflado (Dutra 2009) com 40 m de espessura, com brechas e peperitos associados e em Salto do Lontra há derrame *pahoehoe* inflado com 50 metros de espessura associado a pegmatitos básicos (Ferreira 2011). A gênese sugerida para os pegmatitos básicos está relacionada a processos de segregação magmática, ascensão e instalação de líquidos residuais enriquecidos em elementos incompatíveis, os quais se alojam em rupturas dentro do derrame. De acordo com Ferreira (2011) os pegmatitos de Salto do Lontra configuram zonas de maior susceptibilidade magnética do que o basalto hospedeiro, fato explicado pela maior abundância de cristais de magnetita no pegmatito.

Na região da Sinclinal de Torres, no Rio Grande do Sul, fluxos de lava de baixo TiO_2 da PMP estão colocados diretamente sobre os arenitos relativos às das dunas eólicas da Formação Botucatu. Nesta região, Lima *et al.* (2012) identificam três episódios vulcânicos, sendo: (1) espessos derrames (*ponded*) *pahoehoe*; (2) derrames tabulares, menos espessos do que os primeiros, e (3) derrames *a'a'*. Posteriormente, Rossetti *et al.* (2014) propõem apenas duas unidades, sendo: (I) composta por campos de lavas *pahoehoe*, os quais recobrem os arenitos da Formação Botucatu, e (II) derrames *rubbly* simples, com núcleo maciço e topo brechado.

3.1.2 Modelo eruptivo hidrovulcânico: processos e depósitos

De acordo com Licht & Arioli (2011a e 2011b) e Licht *et al.* (2012) as rochas da PMP possuem evidências de eventos eruptivos de caráter explosivo, até então não descritos, com a presença de hidrotufos e camadas de cinza vulcânica. A partir de dados levantados em mapeamento geológico da Formação Serra Geral, realizado no estado do Paraná pela equipe da MINEROPAR (Minerais do Paraná S.A.), os autores acima citados propõem um modelo de hidrovulcanismo associado aos eventos vulcânicos da província. Por se tratar de uma proposta recente e pioneira para a PMP, será apresentada aqui uma síntese das características gerais do modelo hidrovulcânico e depósitos até então descritos.

O modelo hidrovulcânico de Licht & Arioli (2011a) propõe que ao longo do processo eruptivo da PMP formaram-se centros de erupção hidrovulcânica com *maares* e aneis de tufos, os quais se encontram alinhados sobre os condutos de direção N45W. As erupções hidrovulcânicas foram geradas a partir da interação do magma, durante sua ascensão à superfície, com fluidos existentes nos sedimentos incipientemente consolidados e nas rochas sedimentares (rochas da sequência paleozoica da Bacia do Paraná) subjacentes. Esta interação provocou o aquecimento da água e produziu vapor e o aumento da pressão de confinamento e consequente, as explosões hidrovulcânicas, onde materiais como sedimentos, magma e vapor d'água foram ejetados em erupções de grande energia. Estas erupções lançaram, por vezes, vapor d'água com material areno-síltico-argiloso em suspensão e outras vezes uma mistura de clastos juvenis vesiculares + matriz areno-síltico-argilosa + vapor d'água. Com a dispersão da pluma eruptiva na forma de fluxos formaram-se depósitos de *base surge*, queda de blocos e cinzas e *ground surge*. De acordo com o modelo, na sequência do processo eruptivo, devido à eliminação da maior parte dos fluidos e da pressão do sistema, predominaram os derrames de lava. Devido à presença de diversos *vents* ocorreu à intensa interdigitação entre derrames e depósitos hidroclásticos.

Isso permitiu, juntamente com os processos de inflação, que os fluxos de lava básica alcançassem grandes distâncias (Licht & Arioli 2011a).

Neste contexto, segundo Licht & Arioli (2011a) a formação dos peperitos teria ocorrido no encontro de corridas de lava ou fluxos hidroclásticos com águas de *playa lakes*, rios temporários e lagos vulcânicos. Ainda, segundo os autores, o sistema hidrológico desempenhou papel importante no preenchimento de vesículas e na alteração hidrotermal, além de atuar como contaminante para as lavas, as brechas autoclásticas, os depósitos hidroclásticos e os peperitos. Uma extensa camada de hidrotufo é descrita na região entre Coronel Vivida e Pato Branco (PR) (Silveira *et al.* 2011) e Licht & Arioli (2011b) descrevem brechas hidroclásticas, que formam depósitos de vários metros de espessura, compostos por clastos juvenis suportados por matriz areno-siltico-argilosa-micácea maciça. Geralmente sobre a brecha hidroclástica ocorre uma camada de hidrotufo sem clastos juvenis, formando um depósito de até 15 m de espessura, sobre o qual ocorrem derrames basálticos.

Um conduto hidrovulcânico é descrito por Licht & Arioli (2011c) na região da Serra do Paredão, em Cruz Machado (PR). O conduto é composto por brecha caótica, polimítica, matriz suportada, constituída por: clastos juvenis subarredondados a arredondados de basalto; clastos de brecha, angulosos a subangulosos; e clastos angulosos de arenito, envoltos em matriz arenosa com estrutura fluidal, relacionados aos arenitos da Formação Botucatu.

3.1.3 Geoquímica e geocronologia

O vulcanismo da PMP possui composição fortemente bimodal, com ausência de rochas com teor de SiO₂ entre 60-64% (Peate *et al.* 1992; Peate 1997), onde mais de 90% das rochas são classificadas como basaltos toleíticos e andesitos basálticos toleíticos (Peate *et al.* (1992), Peate (1997) e Marques & Ernesto (2004)). Estima-se que 97,5% das rochas possuem caráter básico-intermediário (90% básico e 7,5% intermediário) e 2,5% caráter ácido (Marques & Ernesto 2004).

As rochas basálticas geralmente apresentam fenocristais e/ou microfenocristais de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas proporções de titanomagnetita e rara olivina (completamente alterada), em matriz composta essencialmente por estes mesmos minerais (Piccirillo & Melfi 1988).

As lavas da Província Magmática do Paraná foram estudadas sob vários aspectos, porém estudos realizados por Piccirillo & Melfi (1988) separam as rochas em duas suítes toleíticas definidas em função do teor de TiO₂:

1. Suíte de baixo TiO_2 (< 2%), caracterizada também pelo empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Zr, Ce e Y formada por rochas que podem ser classificadas como basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos, andesitos toleíticos, além de subordinados lati-basaltos e latitos.
2. Suíte de alto TiO_2 (> 2%) caracterizada pelo enriquecimento em Rb, Th e U e maior porcentagem de álcalis, sendo as rochas dessa suíte classificadas como andesi-basaltos toleíticos, lati-basaltos e latitos.

Estudos geológicos e geoquímicos (e.g. Bellieni *et al.* (1984), Mantovani *et al.* (1988) e Piccirillo & Melfi (1988)) mostram que suítes basálticas de alto e baixo TiO_2 têm posicionamento geográfico distinto e, dessa forma, a PMP pode ser dividida em 3 regiões:

a) Região Sul: localizada abaixo do lineamento Rio Uruguai caracterizada por rochas com baixo TiO_2 ;

b) Região Norte: localizada acima do lineamento Rio Piquiri, caracterizada por rochas com alto TiO_2 ;

c) Região Central: localizada entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri, caracterizada por rochas de alto e de baixo TiO_2 .

Com base na concentração de elementos maiores, traços e principalmente as razões de elementos incompatíveis, Peate *et al.* (1992) e Peate (1997) subdividiram as suítes basálticas de alto e baixo TiO_2 em 6 grupos geoquímicos, ou magmas tipo: tipos Gramado e Esmeralda (baixo TiO_2); tipos Urubici, Ribeira, Pitanga e Paranapanema (alto TiO_2) (Tabela 2). Os tipos que ocorrem no norte da PMP (Pitanga, Paranapanema e Ribeira) possuem padrões de elementos terras raras, normalizados pelo condrito, similares entre si, distinguindo-se somente por diferentes graus de enriquecimento (Peate 1997).

Tabela 2 - Características composicionais dos tipos de magmas basálticos da PMP segundo Peate (1997).

Magma tipo	Características	TiO_2	Ti/Y	Ti/Zr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
Gramado	Baixo Ti/Y e Ti (sul)	0,7 – 1,9	< 310	< 70	0,7075-0,7167
Esmeralda	Baixo Ti/Y e Ti (sul)	1,1 – 2,3	< 310	> 60	0,7046-0,7086
Ribeira	Alto Ti/Y e baixo Ti (norte)	1,5 – 2,3	> 310	> 65	0,7055-0,7060
Paranapanema	Alto Ti/Y e Ti (norte)	1,7 – 3,2	> 330	> 65	0,7055-0,7063
Pitanga	Alto Ti/Y e Ti (norte)	>2,9	> 350	> 60	0,7055-0,7060
Urubici	Alto Ti/Y e Ti (sul)	>3,3	> 500	> 57	0,7048-0,7065

Entretanto, Rocha-Júnior (2006) ao verificar algumas inconsistências na divisão de Peate *et al.* (1992) para as rochas de alto TiO₂, propõe a utilização das razões de elementos terras raras, principalmente La/Lu_N, La/Yb_N e Sm/Yb_N, além das relações químicas já estabelecidas para a distinção dos magmas-tipo. Dessa forma Rocha-Júnior (2010), baseado nos dados de Rocha-Júnior (2006) e Peate *et al.* (1992), apresenta a composição média para os basaltos de alto TiO₂ – especificamente os tipos Urubici, Pitanga e Paranapanema – incluindo valores médios para as razões La/Lu_N e Tb/Lu_N (Tabela 3).

Tabela 3 - Composição média dos basaltos de alto e baixo TiO₂ da PMP, de acordo com dados de Rocha-Júnior (2006) e Peate *et al.* (1992). Retirado de Rocha-Júnior (2010).

Grupos	Alto TiO ₂			Baixo TiO ₂		
Magmas-tipo	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
Subprovincia	Sul	Norte	Norte	Norte	Sul	Sul
TiO ₂ (%)	4,08 ± 0,03	3,6 ± 0,3	2,4 ± 0,4	1,5 - 2,3	1,1 - 2,3	0,7 - 2,0
P ₂ O ₅ (%)	0,67 ± 0,01	0,47 ± 0,10	0,29 ± 0,06	0,15 - 0,50	0,1 - 0,35	0,05 - 0,40
Fe ₂ O ₃ (t) (%)	13,8 ± 0,1	15,1 ± 0,8	15,1 ± 0,7	12 - 16	12 - 17	9 - 16
Sr (µg/g)	670 ± 15	471 ± 54	393 ± 54	200 - 375	< 250	140 - 400
Zr (µg/g)	300 ± 6	246 ± 42	183 ± 20	100 - 200	65 - 210	65 - 275
Ti/Y	634 ± 29	587 ± 108	455 ± 71	> 300	< 330	< 330
Ti/Zr	82 ± 2	91 ± 17	84 ± 9	> 65	> 60	< 70
(La/Lu) _N	11,7 ± 0,7	7,9 ± 1,0	5,4 ± 0,5	-	-	-
(Tb/Lu) _N	2,6 ± 0,2	2,2 ± 0,2	1,8 ± 0,1	-	-	-

A partir de uma base de dados composta por 5.605 análises químicas de rochas da PMP – coletadas em superfície ou em perfurações – reunidas da literatura e adquiridas pelo Serviço Geológico do Paraná – MINEROPAR – Licht & Lima (2014) estabelecem uma divisão estatística para as rochas da PMP, composta por 16 tipos. A partir da aplicação de critérios estatísticos os autores identificam *gaps* para SiO₂ (62,02%), Zr (522,15 ppm), TiO₂ (2,8499%) e P₂O₅ (0,41275%), os quais dividem grupos de alto (H) e baixo (L) teores para cada variável. A associação destes *gaps* permitiu a elaboração de um sistema de classificação composto por 16 tipos (Tabela 4). Dessa forma, as rochas básicas e intermediárias SiO₂ < 62,02% podem ser divididas em 8 grupos, assim como as ácidas (SiO₂ > 62,02%).

Dados de isótopos de Nd, Sr e Pb de Rocha-Júnior (2010) mostram composições similares para as rochas dos tipos Pitanga e Paranapanema na região norte da PMP (Tabela 5). Com base na integração de dados litogeoquímicos e isotópicos Rocha-Júnior *et al.* (2013) propõem que a fonte desses magmas seja uma mistura do manto peridotítico sublitosférico venulado e/ou intercalado com componentes máficos, como piroxenitos ou eclogitos, por exemplo. De acordo com a proposta, o manto sublitosférico em questão foi enriquecido com fluidos e/ou magmas relacionados a processos de subducção neoproterozoicos.

Tabela 4 - Proposta de Licht & Lima (2014) para subdivisão da PMP com base na associação de gaps de Si-Zr-Ti-P, gerados a partir de critérios estatísticos.

Teor de SiO ₂	Teor de Zr	Teor de TiO ₂	Teor de P ₂ O ₅	Tipo
< 62,02%	< 522,15 ppm	< 2,85%	< 0,413%	Tipo 1 = LSi-LZr-LTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 2 = LSi-LZr-LTi-HP
		≥ 2,85%	< 0,413%	Tipo 3 = LSi-LZr-HTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 4 = LSi-LZr-HTi-HP
	≥ 522,15 ppm	< 2,85%	< 0,413%	Tipo 5 = LSi-HZr-LTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 6 = LSi-HZr-LTi-HP
		≥ 2,85%	< 0,413%	Tipo 7 = LSi-HZr-HTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 8 = LSi-HZr-HTi-HP
> 62,02%	< 522,15 ppm	< 2,85%	< 0,413%	Tipo 9 = HSi-LZr-LTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 10 = HSi-LZr-LTi-HP
		≥ 2,85%	< 0,413%	Tipo 11 = HSi-LZr-HTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 12 = HSi-LZr-HTi-HP
	≥ 522,15 ppm	< 2,85%	< 0,413%	Tipo 13 = HSi-HZr-LTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 14 = HSi-HZr-LTi-HP
		≥ 2,85%	< 0,413%	Tipo 15 = HSi-HZr-HTi-LP
			≥ 0,413%	Tipo 16 = HSi-HZr-HTi-HP

Tabela 5 - Composições isotópicas de Sr, Nd e Pb para as rochas de alto TiO₂ na porção norte da PMP. Dados de Rocha-Júnior 2010. (i) dados recalculados para 133 Ma; (0) dados no tempo presente.

Magma-tipo	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	ε _{Nd(i)}	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb ₍₀₎
Pitanga	0,70565 a	0,51218 a	-5,6	17,714 a	15,499 a	38,183 a
	0,70642	0,51233	a - 2,7	18,247	15,566	38,431
Paranapanema	0,70552 a	0,51222 a	-4,8	17,887 a	15,513 a	38,260 a
	0,70631	0,51227	a - 3,9	18,135	15,562	38,446

Idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar apresentadas por diversos autores mostram divergências quanto à idade de extravasamento das lavas da PMP e, principalmente, no tempo de duração do evento magmático. Enquanto os trabalhos de Renne *et al.* (1992, 1996a, 1996b, 1997), além de Ernesto *et al.* (1999) e Mincato *et al.* (2003), apontam duração de 3 milhões de anos para o magmatismo, ocorrido principalmente entre 133 e 132 Ma, Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996) indicam duração de 11 Ma, ocorrendo entre 140 e 129 Ma. Thiede & Vasconcelos (2010) analisam isótopos de ⁴⁰Ar/³⁹Ar (pelo método *laser incremental heating*, o

mesmo utilizado nos trabalhos de Renne *et al.* (1996b)) em três amostras anteriormente datadas por Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996). Os resultados obtidos por Thiede & Vasconcelos (2010) na reanálise indicam idade de $134,7 \pm 1$ Ma e duração de cerca de 1,2 Ma para a atividade vulcânica que deu origem à PMP, corroborando a hipótese de menor tempo de atuação do vulcanismo. Em contrapartida, na porção da província localizada na em Etendeka (Namíbia), estudo detalhado de magnetoestratigrafia das rochas vulcânicas indica que o vulcanismo, nesta porção, ocorreu em uma escala de tempo superior a 4 Ma (Dodd *et al.* 2015). De acordo com a análise da sequência vulcânica, Dodd *et al.* (2015) assumem que o vulcanismo na Namíbia teve como característica baixas taxas de efusividade.

Na porção norte da PMP, datações U-Pb em badeleíta/zircão apontam idade de $134,3 \pm 0,8$ Ma para rochas ácidas (dacito do tipo Chapecó) existentes na região de Ourinhos (SP) (Janasi *et al.* 2011). O dacito de Ourinhos localiza-se sobre rochas do embasamento e é recoberto por lavas basálticas de alto TiO_2 (tipo Pitanga), cujas idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportadas por Ernesto *et al.* (1999), em regiões próximas, estão entre 133,6 – 131,5 Ma. A idade do dacito de Ourinhos é semelhante à idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (134,8 – 134,1 Ma, Thiede & Vasconcelos 2010) dos basaltos de baixo TiO_2 (tipos Gramado e Esmeralda) e do dacito-riolito (tipo Palmas) da porção sul da província.

A relação dos enxames de diques de Florianópolis, Ponta Grossa e Rio de Janeiro com o vulcanismo da PMP também apresenta controversas. Recentes datações U-Pb em badeleíta/zircão apontam idades de $134,7 \pm 0,3$ a $133,9 \pm 0,7$ Ma para o enxame de diques de Florianópolis (Florisbal *et al.* 2014). Estes resultados são cerca de 5 Ma mais antigos do que os resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ anteriores e, dessa forma, opõe-se a uma relação direta com o magmatismo *sin-rifting* relacionado à abertura do Oceano Atlântico sul. De acordo com Florisbal *et al.* (2014) os dados geoquímicos das rochas dos diques de Florianópolis indicam que estes são alimentadores das lavas próximas a Urubici e correlatas em Etendeka (Namíbia).

3.1.4 Geologia da área da Itaipu Binacional

Na década de 70, por ocasião da perfuração de centenas de sondagens para investigação do substrato onde se represaria um lago gigantesco e onde se assentaria a Usina Hidrelétrica de Itaipu, iniciou-se a identificação de diferentes fácies de derrames da Província Magmática do Paraná na área de Itaipu. As informações a seguir foram coletadas em relatórios internos e outros documentos consultados na biblioteca da Itaipu Binacional.

O mapa da Figura 9, aqui apresentado de forma meramente ilustrativa, individualiza 3 fácies distintas mapeadas na calha do rio Paraná: brecha, basalto vesicular e basalto maciço. A figura mostra o predomínio da presença de basaltos maciços, os quais são sucedidos por basalto vesicular e níveis de brecha, aparentemente contínuos, sobrepostos à fácies vesicular. Nesta porção foram mapeados 3 derrames, designados pelas letras A, B e C, onde o A é o mais antigo.

Relatórios internos subsequentes (1976 e 1978) trazem descrições geológicas de 5 unidades mapeadas, designadas derrames A, B, C, D e E. Trabalho apresentado no Simpósio sobre a geotecnia da Bacia do Alto Paraná em 1983 traz a seguinte descrição sobre a geologia da área de Itaipu: *“A área apresenta uma sucessão de 5 derrames, com mergulho de 2° NE e espessura variável de 20 a 65m.”*

O levantamento das descrições geológicas obtidas em relatórios internos da Itaipu de 1976 e 1978 permite vislumbrar a caracterização geral das brechas e dos 5 derrames realizado há quase 4 décadas.

Foram identificadas 4 tipos de brechas:

Tipo I: compacta, composta por fragmentos de basalto vesicular, cimentados por arenito ou siltito – secundariamente calcita e sílica – muito dura e pouco alterada;

Tipo II: vesicular, composta por blocos de basalto vesicular com pouco cimento;

Tipo III: cavernosa, esponjosa, com muitas cavidades;

Tipo IV: argilosa, inclui brechas tipo II e III.

Antes de apresentar os 5 derrames de acordo com as descrições históricas, vale ressaltar que o termo basalto denso, utilizado nos trabalhos consultados e aqui preservados, em muitas situações pode ser “traduzido” por basalto maciço, entretanto em outros momentos este termo é utilizado para descrever basaltos que contêm amígdalas e vesículas esparsas.

Derrame E:

O derrame E apresenta suave mergulho para norte (1 ou 2°) e é composto por: basalto vesicular, separado do basalto maciço por horizontes intensamente alterados; basalto amigdaloidal com distribuição limitada; basalto denso com disjunções colunares muito próximas entre si; basalto denso com vesículas esparsas; basalto denso com amígdalas esparsas; basalto denso com verde textural (minerais verdes), mais alterado que o denso cinza; basalto denso cinza com a presença de juntas ortogonais.

Derrame D:

Composto por basalto denso rosado, duro, medianamente a muito fraturado.

Derrame C:

Apresenta espessura de 33m, ocorre entre as cotas 115 a 82 m, onde apresenta contato irregular e aberto com o derrame D, com mergulho de 10 a 12°N. Apresenta no topo brecha dos tipos II e III com espessura de 4m; seguido por basalto vesicular e amigdaloidal rosado (8m); núcleo com basalto denso cinza (21m). Entre as cotas 111,60 e 113,00 ocorre brecha tipo I cimentada por siltito.

Derrame B:

Apresenta 60 metros de espessura, sendo 6m de brecha tipo II no topo, mas com “manchas” de brechas dos tipos I e III. É seguida por basalto denso (~4m), basalto vesicular amigdaloidal (~6m) e basalto denso até a base do derrame. O contato com o derrame C é irregular. No topo do basalto vesicular ocorrem geodos de até 2 m de comprimento e 20 cm de largura, dispostos horizontalmente.

Derrame A:

Inicia-se na cota 22m e foi perfurado até a cota 6,95m. Apresenta 0,8 m de brecha do tipo I (parte superior do topo) e 0,2m de brecha do tipo II (parte inferior do topo). A porção mediana é composta por basalto vesicular/amigdaloidal (1,2m); em seguida há uma camada de 0,5 m de siltito, sob a qual há brecha tipo II (80 cm), com “manchas” do tipo III. Na sequência há 5 m de basalto vesicular/amigdaloidal e na cota 12,6 m há contato bem definido com basalto denso.

A seção apresentada na Figura 10 mostra a disposição das 3 fácies (basalto denso/maciço, basalto vesicular/amigdaloidal e brecha) ao longo da barragem de concreto da Usina de Itaipu. Nesta seção também estão indicados os 5 derrames (A, B, C, D e E) já descritos.

Apesar da boa descrição das diferentes fácies (brechas, basalto amigdaloidal e basalto maciço), a individualização dos derrames previamente realizada (A, B, C, D e E) apresenta equívocos no que diz respeito ao arcabouço estratigráfico. Atualmente, sob a ótica de conhecimentos detalhados a cerca da arquitetura dos diferentes tipos morfológicos de lavas, é possível estabelecer uma nova proposta de divisão para a sequência de lavas que ocorre na área de estudo.

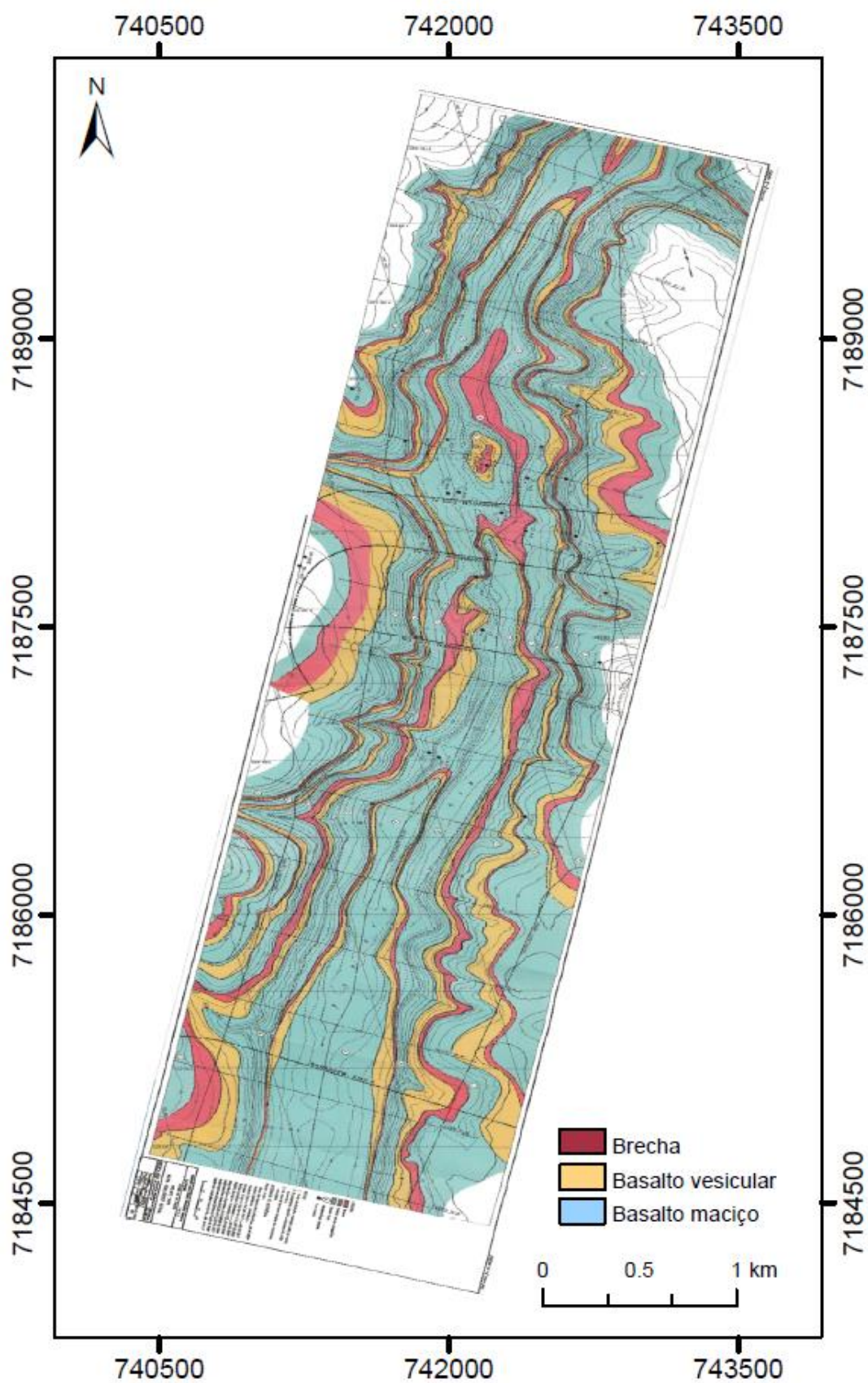


Figura 9 - Mapa geológico da área de construção da usina e do lago de Itaipu, elaborado durante o período inicial de construção da barragem. Editado de Itaipu 1974.

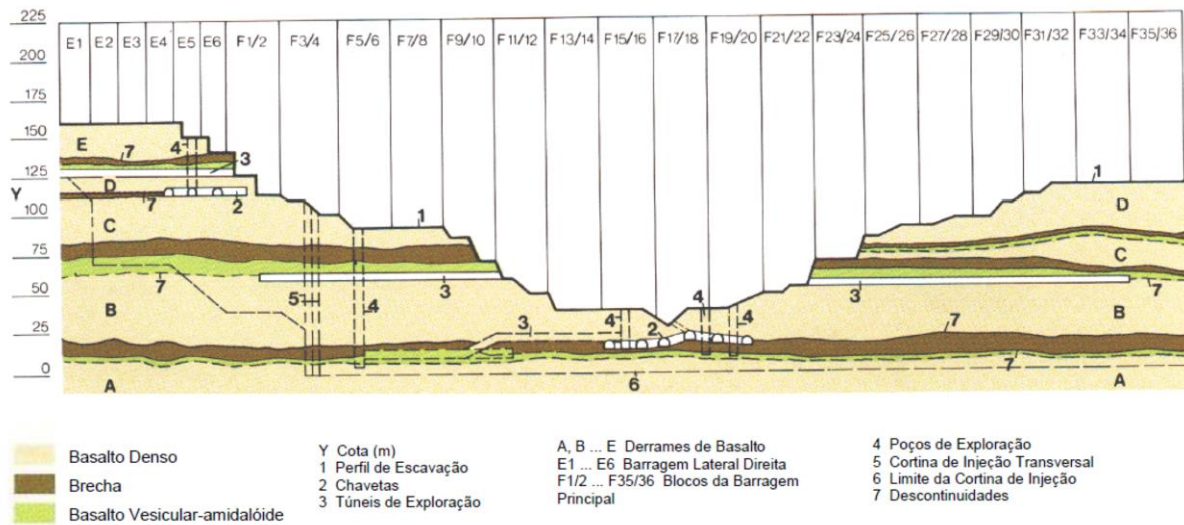


Figura 10 - Seção da barragem de concreto da Itaipu com a distribuição das unidades E, D, C, B e A mapeadas. Fonte: Itaipu Binacional (1994).

4. EMBASAMENTO TEÓRICO

4.1 TIPOS DE LAVAS BASÁLTICAS

4.1.1 Lavas *pahoehoe*, *a'a'* e lava em bloco

Os principais tipos morfológicos de lavas basálticas são: *pahoehoe*, *a'a'* e lava em bloco, sendo os dois primeiros os tipos mais comuns. Tais termos foram introduzidos na literatura geológica por Dutton (1884), quando este observou nas ilhas do Havaí dois tipos de lava muito diferentes entre si, os quais eram chamados pelos nativos de: *pahoehoe* e *a'a'*.

Em seu livro *Hawaiian Volcanoes* de 1884, Dutton ressalta as marcantes diferenças entre as superfícies geradas por um derrame *pahoehoe* e um *a'a'*. Enquanto o primeiro tipo possui superfícies enrugadas, mas suaves, a superfície do segundo é formada por clínqueres e fragmentos afiados, irregulares e angulosos. Dutton, em seu trabalho, observou que o mesmo fluxo de lava, em diferentes posições de sua extensão, assume aspecto ora de *pahoehoe* e ora de *a'a'*. Para ele, a explicação para este fenômeno é facilmente obtida quando são examinadas as condições (e as variações nas condições) de avanço do fluxo da lava, e as circunstâncias em que ela resfria e solidifica. Dutton (1884) observou que as variações no declive do terreno estão relacionadas com a velocidade de avanço da lava: quando o declive é pequeno a velocidade diminui e a lava se espalha por uma área maior do

que quando o declive é maior. Também constatou a relação entre temperatura e viscosidade: conforme a lava fica mais fria, torna-se mais viscosa.

No século XX os estudos dos vulcões havaianos se intensificaram, e as ilhas havaianas tornaram-se um dos principais laboratórios para estudos vulcânicos. Passou-se a entender melhor os mecanismos de formação de *a'a'* e *pahoehoe*, e a caracterizar suas estruturas internas. As erupções do Mauna Loa de 1916 e 1942 foram descritas e publicadas por Wood (1917) e MacDonald (1943), respectivamente, nos anos seguintes às erupções.

O trabalho de MacDonald (1953) descreve as lavas *a'a'*, *pahoehoe* e em bloco com base em fluxos recentes, com o objetivo de auxiliar no reconhecimento e caracterização de derrames em terrenos antigos. O autor distingue os tipos de lavas pelas feições de superfícies e pelas estruturas internas e afirma que, apesar de as lavas *pahoehoe* e *a'a'* serem distintas, há uma gradação completa entre elas. De acordo com MacDonald (1953) as lavas em bloco possuem aparência geral semelhante às lavas *a'a'*, mas os fragmentos apresentam formato menos irregular e menos “espinhoso”.

As lavas *pahoehoe* tipicamente possuem superfícies suaves, onduladas ou em cordas, enquanto que as lavas do tipo *a'a'* possuem superfícies ásperas, espinhosas, irregulares, escoriáceas (Macdonald 1953, Wentworth & Macdonald 1953). Além das superfícies distintas, estes dois tipos de lava também apresentam estruturas internas diferentes e características próprias de avanço (Macdonald 1953, Wentworth & Macdonald 1953).

Estudando os registros dos vulcões Kilauea e Mauna Loa, Rowland & Walker (1990) verificam que as lavas do tipo *pahoehoe* são formadas por baixas taxas de erupção ($<5-10\text{m}^3/\text{s}$), avançam mais lentamente e possuem baixa viscosidade, enquanto que as lavas do tipo *a'a'* formam-se a partir de maiores taxas de erupção ($>5-10\text{m}^3/\text{s}$), possuem alta viscosidade e avançam rápida e concentradamente por canais abertos. Derrames *a'a'* perdem calor rapidamente, o que se reflete no aumento da viscosidade, enquanto que derrames *pahoehoe* são gerados em sistema fechado e avançam por tubos que minimizam a perda de calor (Rowland & Walker 1990).

Lava *pahoehoe*

As lavas do tipo *pahoehoe* iniciam seu avanço na forma de lobos, que são pequenos corpos de lava coerente (Self *et al.* 1998). Rapidamente forma-se uma crosta resfriada no topo, mantendo a temperatura alta no centro e isolando o sistema internamente.

Walker (1989) caracteriza dois tipos de lobos *pahoehoe*:

Pahoehoe tipo S (*spongy* = esponja): são fluxos de lava *pahoehoe* característicos por apresentarem vesículas pequenas na margem resfriada, as quais sistematicamente aumentam de tamanho em direção ao centro da unidade de fluxo.

Pahoehoe tipo P (*pipe vesicle-bearing* = com vesículas do tipo *pipe*): comparativamente aos fluxos do tipo S, os fluxos do tipo P apresentam vesículas maiores e em menor quantidade. São característicos por apresentarem vesículas tipo *pipe* na base da unidade de fluxo (Wilmoth & Walker 1993).

De acordo com Wilmoth & Walker (1993) as diferenças entre os fluxos dos tipos P e S têm como origem a sutil interação de vários processos. Infere-se que no momento em que a lava sai do sistema de condutos e flui na superfície, ela contém uma população de vesículas herdadas do conduto e que esta população pode ser modificada (coalescência, perda de voláteis) devido ao percurso e ao tempo de residência nos condutos. Dessa forma, as lavas menos modificadas tendem a se tornar fluxos do tipo S, enquanto que as mais modificadas formam os fluxos tipo P.

Os lobos *pahoehoe*, devido à pressão interna dos voláteis podem ser inflados, aumentando de espessura e espalhando a lava por longas distâncias (Self *et al.* 1998). Eles podem coalescer lateralmente durante a inflação, gerando derrames de centenas ou até milhares de metros de extensão (Self *et al.* 1998).

A estrutura interna de um derrame *pahoehoe* é dividida em três partes principais: crosta superior, núcleo e crosta inferior, como pode ser observado na seção transversal da Figura 11, idealizada por Self *et al.* (1998). Esta divisão é feita com base nas vesículas, nas juntas de resfriamento e textura dos cristais.

- Crosta superior: perfaz entre 40-60% do derrame, possui estrutura vesicular, algumas vezes com discretas zonas vesiculares horizontais, formadas durante o inflamento. O tamanho das vesículas aumenta com a profundidade. Em derrames espessos podem ocorrer juntas de resfriamento prismáticas ou irregulares. A porcentagem de vidro pode variar de 90-10% (textura hipocristalina a hipohialina) (Self *et al.* 1998).
- Núcleo: apresenta poucas vesículas e a porosidade é dominada por cavidades diktitaxíticas. As vesículas são mais comuns no resíduo rico em sílica, forma de cilindros e lençóis de vesículas. A porcentagem de vidro em geral é inferior a 10% (textura holocristalina) (Self *et al.* 1998).
- Crosta inferior: em geral apresenta de 20-100 cm de espessura, é vesicular como a crosta superior, apresenta poucas juntas de resfriamento e a porcentagem de vidro varia de 50-90% (Self *et al.* 1998).

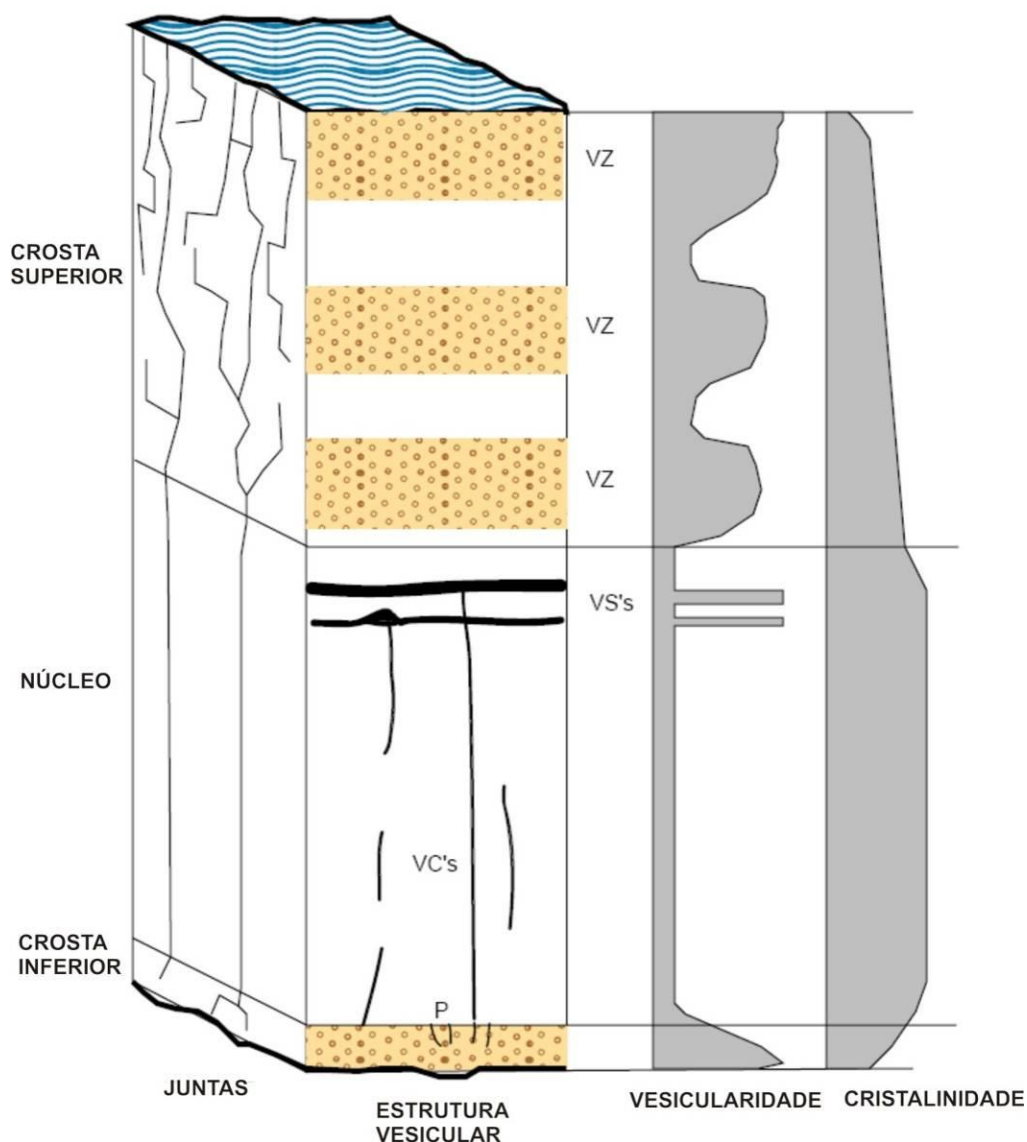


Figura 11 - Seção transversal idealizada de um derrame *pahoehoe* inflado, dividido em crosta inferior, núcleo e crosta superior. Cada camada apresenta características próprias no que diz respeito ao fraturamento, presença, porcentagem e formato das vesículas e teor de vidro. VZ = vesicular zone; VS's = vesicle sheets; VCs = vesicle cylinders; P = pipe vesicles (Self et al. 1998).

Lava a'a'

Derrames *a'a'* (Figura 12 e Figura 13) caracteristicamente possuem topo e base escoriáceos (também chamados de brecha de fluxo, compostos por fragmentos de basalto extremamente vesiculares) e núcleo denso, maciço (Rowland & Walker 1990). Os fragmentos escoriáceos, também chamados de clínqueres, que se formam no topo, geralmente têm aspecto “espinhoso” e constituem uma camada com espessura que pode variar de poucos centímetros até vários metros (MacDonald 1953, Rowland & Walker 1990). O derrame ocorrido em Mauna Loa em 1859 é composto por fluxos *pahoehoe* e *a'a'*, onde o fluxo *a'a'* se estende por 51 km em terra (Rowland & Walker 1990) e é considerado o fluxo mais longo descrito.

Durante o avanço da lava *a'a'*, é o núcleo denso quem flui e carrega a escória consigo. Dessa forma, os fragmentos escoriáceos formados no topo geralmente caem na frente do fluxo, e são “enterrados” na base do derrame, dando origem ao nível escoriáceo de base (Figura 13). Porções do núcleo maciço são muitas vezes lançadas em direção ao topo, em meio à camada de clínquer, onde formam “dedos” (tradução literal do inglês, *fingers*) de lava maciça.

Derrames *a'a'* apresentam variações em seu perfil lateral conforme aumenta a distância em relação ao conduto magmático. Rowland & Walker (1987) relacionam diversas características distintivas entre as porções proximal e distal em um derrame *a'a'* (Tabela 6), as quais foram estabelecidas com base em fluxos de lava do vulcão Kilauea (vulcão de conduto central) no Havaí.

Nas porções proximais, os fluxos *a'a'* avançam a uma taxa superior a 1m/min em superfícies com baixa declividade e são encontradas, relativamente, próximas ao conduto. A superfície de topo consiste em fragmentos escoriáceos e há pouco material fino misturado com a escória. O núcleo é frequentemente vesicular e, durante o avanço do fluxo, pode-se observar a lava se deslocando e sendo deformada (Rowland & Walker 1987).

Nas porções distais, os fluxos *a'a'* frequentemente ultrapassam 10 metros de espessura e se movem lentamente (< 1m/10min em superfícies com baixa declividade). Possuem espessa camada de topo composta por blocos de escória misturados a muitas partículas muito finas, geradas pela fragmentação destes blocos durante o avanço. O núcleo do derrame é pobremente vesicular (Rowland & Walker 1987).

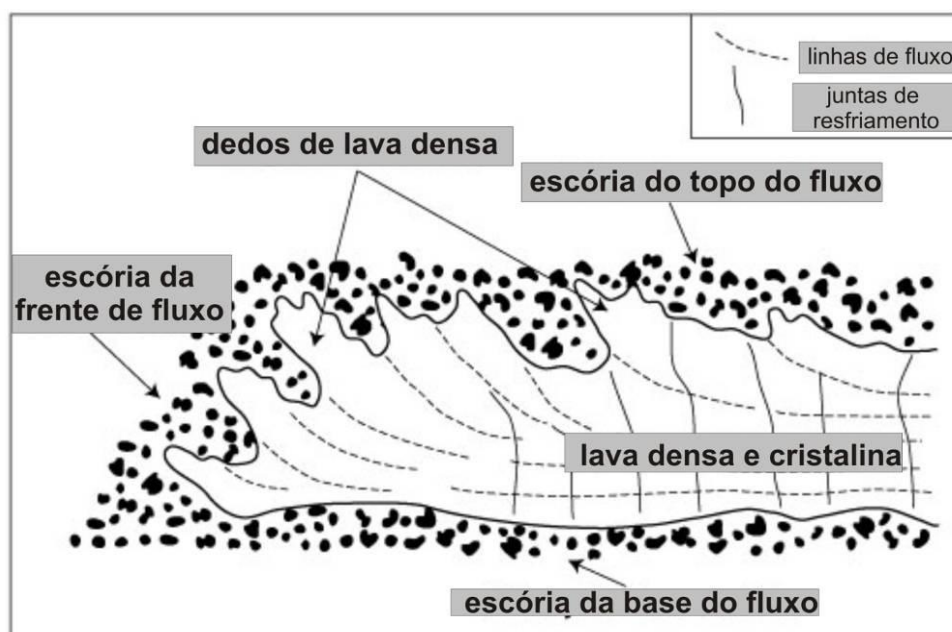


Figura 12 - Seção esquemática de um derrame *a'a'*: núcleo maciço com fraturas de resfriamento e linhas de fluxo; base, frente e topo do fluxo compostos por clínquer (brechas de fluxo). Traduzido de Lockwood & Lipman (1980).

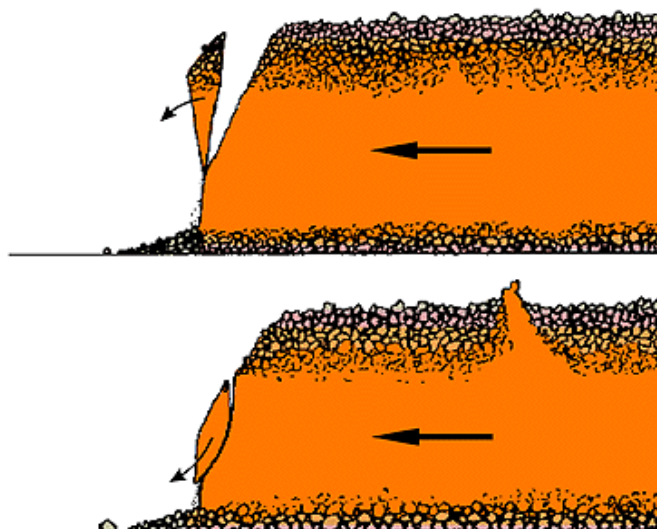


Figura 13 - Seção esquemática de porção distal de derrame a'a': o interior denso flui carregando consigo a crosta escoriácea de topo. A maior parte da camada escoriácea de base é formada por material do topo que cai na frente do derrame e é carregado pelo fluxo. (Fonte: Volcano World, 2013).

A foto da Figura 14 representa um derrame *pahoehoe* (aproximadamente 30 cm de espessura) avançando sobre um antigo derrame *a'a'* e na frente de um novo fluxo *a'a'* (aproximadamente 2m de espessura). Nos dois fluxos ativos é possível observar a crosta resfriada, com superfície rugosa e ondulada no *pahoehoe*, e áspera e irregular no *a'a'*. A porção interna quente, de ambos os derrames, é evidenciada pela cor avermelhada da lava.

Tabela 6 - Síntese das características do fluxo de lava a'a' nas porções proximal e distal, de acordo com Rowland & Walker (1987).

A'a' proximal	A'a' distal
• 1 – 3 metros de espessura	• 3 – 10 metros de espessura
• Fina camada escoriácea	• Espessa camada escoriácea
• Escória “espinhosa”	• Escória em blocos
• Núcleo vesicular	• Núcleo não vesicular, maciço
• Rápido avanço	• Avanço lento
• Fluxo perceptível	• Fluxo imperceptível
• Interior do fluxo é penetrável (com viscosímetro ou termopar) quando ativo	• Interior do fluxo é impenetrável (com viscosímetro ou termopar) quando ativo
	• Muitos fragmentos tamanho areia

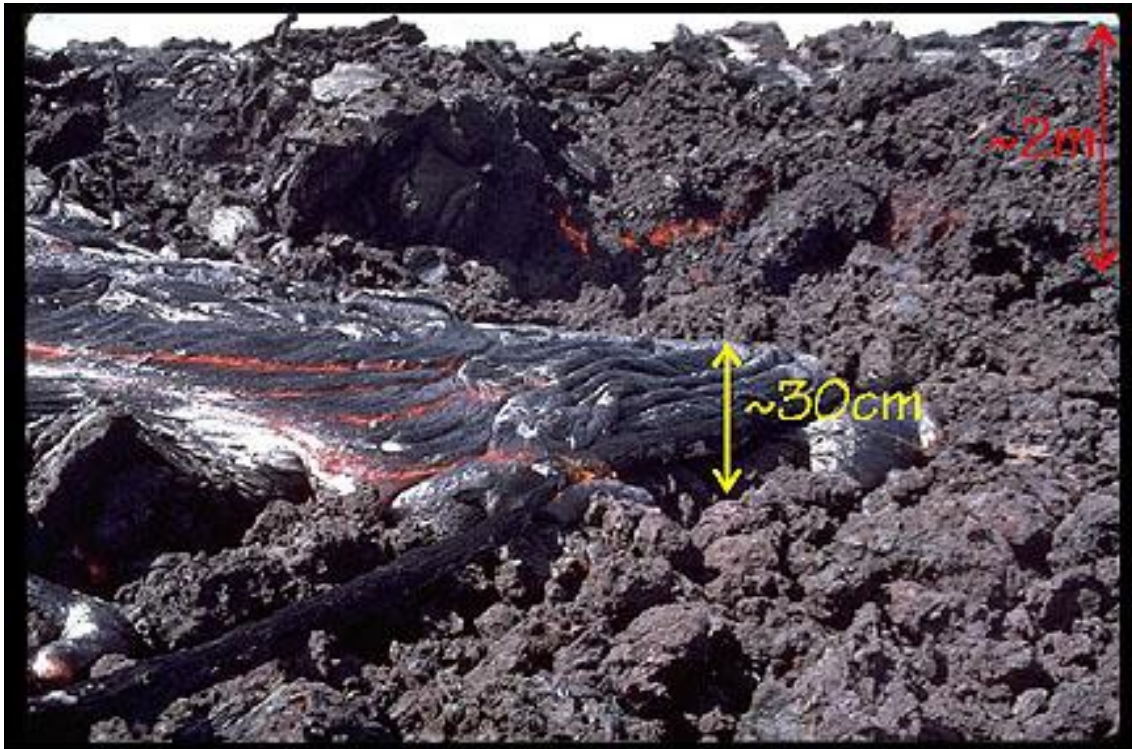


Figura 14 - Avanço de lava *pahoehoe* (da esquerda para a direita) sobre antigo derrame *a'a'*, e fluxo de lava *a'a'* (ao fundo) avançando sobre os demais. (Fonte: Volcano World, 2013).

Lava em bloco

O termo lava em bloco foi introduzido por Finch (1933) para designar lavas fragmentadas, semelhantes às lavas *a'a'*, mas que não possuem a superfície espinhosa como as *a'a'*. A lava em bloco é composta por porção externa fragmentada e núcleo maciço, onde a porção fragmentada é formada por blocos aproximadamente poliedrais, delimitados por ângulos diedros (Figura 15). Em aspectos gerais, a lava em bloco assemelha-se com a *a'a'*, mas seus fragmentos possuem faces mais suaves, menos espinhosas, e seus formatos são menos irregulares do que os fragmentos de *a'a'*. Em geral, fluxos de lava em bloco são mais espessos e avançam mais lentamente do que um fluxo *a'a'*. Tanto a parte fragmentada quanto a parte maciça de um fluxo de lava em bloco apresentam maior porcentagem de vidro do que as correspondentes porções em fluxo *a'a'*. Localmente a fácies fragmentada pode ser dominante, com a ausência do núcleo maciço (MacDonald 1953).



Figura 15 - Exemplo de porção fragmentada de derrame de lava em bloco. Vulcão Tuzgle, Província de Jujuy, Argentina. Foto: da autora.

Os fluxos de lava podem ser classificados como simples ou compostos (Walker 1971):

Lavas compostas: fluxos de lavas compostas são aquelas que podem ser divididas em unidades de fluxo. Comumente estes fluxos possuem forma de escudo e se formam quando as taxas de extrusão são relativamente baixas. Os fluxos *pahoehoe* são muitas vezes compostos e as espessuras das unidades de fluxo são variáveis, as quais podem apresentar desde poucos centímetros até mais de 10 m de espessura. Os fluxos *a'a'* também podem ser compostos, entretanto sua identificação é mais difícil.

Lavas simples: são fluxos de lavas formadas por uma única unidade de fluxo, as quais são formadas por taxas de efusão relativamente altas.

4.1.2 Lavas transicionais havaianas

Entre os tipos de lavas *pahoehoe* e *a'a'* são reconhecidos diversos tipos transicionais. Os tipos *pahoehoe* em placas (*slab pahoehoe*); *pahoehoe* tipo pasta de dente (*spiny pahoehoe* ou *toothpaste*); e *rubbly pahoehoe* estão entre os mais comuns.

O *pahoehoe* clássico Havaiano possui algumas subvariedades como os tipos: S (*spongy*) rico em amígdalas, distribuídas de forma homogênea; P (*pipe vesicle* - Walker 1989), o qual tem vesículas em forma de tubo, na base, e que corresponde ao tipo *dense*

blue glassy pahoehoe de Hon *et al.* (1994) (Waichel *et al.* 2006a); e *shelly pahoehoe* (Sarson 1973), a qual possui uma fina e frágil crosta rica em vesículas (centimétricas) com formato esférico ou irregular (Murcia *et al.* 2014).

A transição entre *a'a'* e *pahoehoe* é controlada por 2 fatores, que são: a viscosidade da lava e a taxa de deformação (Peterson & Tilling 1980). Estes fatores, por sua vez, são controlados por diversos outros como: cristalinidade, conteúdo de gás dissolvido, temperatura, conteúdo de bolhas, taxa de erupção, declividade da superfície e composição da lava (Keszthelyi 2002).

Perto da fonte os morfotipos dominantes são definidos pela reologia inicial dos magmas no momento da extrusão, ou seja, são controlados pela temperatura da extrusão, dinâmica da atividade eruptiva e taxas de efusão. Na porção distal a morfologia das lavas é mais controlada pelo resfriamento e pelos efeitos cinéticos do fluxo (Murcia *et al.* 2014).

Murcia *et al.* (2014) descrevem 7 tipos morfológicos transicionais de lava, baseados em estudos realizados em lavas basálticas holocênicas localizadas a 200 km do Mar Vermelho, na Arábia Saudita. Os 7 tipos – *shelly pahoehoe*, *slabby pahoehoe*, *rubbly pahoehoe*, *platy a'a'*, *cauliflower a'a'*, *rubbly a'a'* e *blocky* – são reconhecidos a distâncias diferentes da fonte, ao longo de uma única unidade ou lobo.

***Pahoehoe* tipo pasta de dente (*Spiny/toothpaste pahoehoe*)**

De acordo com Rowland & Walker (1987) a lava do tipo *spiny pahoehoe* ou pasta de dente possui a mesma escala e morfologia da clássica *pahoehoe*, mas apresenta a superfície “espinhosa”.

Este tipo de derrame se forma quando as taxas de tensão são muito baixas, mas a lava é viscosa e possui muitos cristais para formar a superfície vítrea lisa. (Rowland & Walker, 1987).

***Pahoehoe* em placas (*Slab pahoehoe*)**

Derrames do tipo *pahoehoe* em placas se formam quando a taxa de tensão é grande o suficiente para gerar um fluxo *a'a'*, mas a lava é fluida demais para se fragmentar como a *a'a'*. Este tipo de lava possui a mesma escala e morfologia de um derrame *a'a'*, mas a autobrecha no topo é composta por “placas” da superfície plana resfriada da *pahoehoe* (Macdonald, 1972). O processo de formação se dá por um fluxo inicialmente *pahoehoe*, que possui a superfície fria e plana no topo, que se quebra ruptilmente enquanto a porção inferior, quente, se deforma plasticamente durante o avanço (Macdonald, 1972).

De acordo com Keszthelyi (2002), no Havaí os derrames de *pahoehoe* em placas raramente se estendem por mais de um quilômetro, antes da transição para a *a'a'* clássica

(se houver o aumento da viscosidade) ou *pahoehoe* tradicional (se a taxa de efusão diminuir).

Rubbly pahoehoe

O termo *rubbly pahoehoe* foi inicialmente proposto por Keszthelyi & Thordarson (2000) para descrever fluxos do Platô Kerguelen que não se encaixavam nas definições de lavas já caracterizadas na literatura, como *a'a'*, *pahoehoe* e *slab pahoehoe*. Os fluxos descritos por Keszthelyi & Thordarson (2000) como *rubbly pahoehoe* possuem brecha no topo, dominada por fragmentos de lava *pahoehoe*. A base da brecha grada, em direção ao núcleo, para um topo vesicular e, o núcleo destes fluxos muitas vezes apresentam clastos de brecha refundidos. Nestes derrames não ocorrem brechas na base do fluxo. As vesículas apresentam formatos distorcidos, mas subarredondados.

Fluxos do tipo *rubbly pahoehoe* estão presentes em diversas províncias vulcânicas como Columbia River Basalts, na Islândia, e é constituinte abundante na Província Vulcânica do Deccan (Keszthelyi & Thordarson 2000).

A colocação do tipo *rubbly* ocorre a taxas de efusão ligeiramente maiores do que a *pahoehoe* (Duraishwami *et al.* 2008).

Keszthelyi (2002) propõe uma tabela (Tabela 7) com as características gerais utilizadas para diferenciar as lavas *pahoehoe*, *a'a'*, *pahoehoe* em placas e *rubbly pahoehoe*. São ressaltadas principalmente as características que cada tipo de derrame deve conter e aquelas que ele não deve conter.

4.2 CLASSIFICAÇÃO MACROSCÓPICA DE ROCHAS VULCÂNICAS

De acordo com McPhie *et al.* (1993) o estilo eruptivo (efusivo ou explosivo) é muito importante na formação das estruturas primárias em rochas vulcânicas (Figura 16). Tais rochas podem ser classificadas como coerentes ou vulcanoclásticas.

As rochas coerentes formam-se em fluxos de lava e intrusões e são formadas pelo resfriamento e solidificação da lava ou magma em erupções efusivas. As fácies coerentes podem ser porfíricas ou afaníticas; em geral apresentam na matriz texturas de desvitrificação em alta temperatura como esferulitos e textura micropoiquilítica; internamente são maciças ou possuem foliação de fluxo; podem ser vesiculares ou não.

O termo vulcanoclástico é descritivo e as rochas vulcanoclásticas são aquelas formadas predominantemente por partículas vulcânicas de qualquer tamanho e formato.

Tabela 7 - Atributos para a distinção macroscópica de lavas *pahoehoe*, *a'a'*, *pahoehoe* em placas e *rubbly pahoehoe*. Traduzido de Keszthelyi (2002).

Tipos de lava	Deve conter	Presença comum	Ausência comum	Não deve conter
<i>Pahoehoe</i>	Topo e base suaves. Crosta superior vítrea (0,2 – 1,5 cm de espessura). Crosta superior vesicular (15 – 50% vesículas). Crosta inferior vesicular (10 – 30% vesículas).	Derrames - 0,3 a 80 m de espessura Feições de inflamento. Núcleo denso espesso (0 – 5% vesículas). Derrames compostos. Feições de diferenciação interna (ex: cilindros de vesículas).	Vesículas angulosas	Autobrechação
<i>A'a'</i>	Autobrecha no topo e na base. Clastos de brecha retorcidos e espinhosos, subangulares, lava microcristalina. Núcleo denso. Vesículas angulosas.	Derrames – 2 a 5 m de espessura. Clastos englobados pelo núcleo. Núcleo empurrado para o topo brechado. 5 – 20% = vesicularidade dos clastos e núcleo. Preenchimento por sedimentos eólicos subordinados.	Vesículas arredondadas. Feições de inflamento. Diferenciação interna.	Superfície de <i>pahoehoe</i> .
<i>Pahoehoe</i> em placas (<i>Slab</i>)	Autobrecha no topo composta por <i>slabs</i> de superfícies <i>pahoehoe</i>	Clastos de <i>a'a'</i> e de <i>pahoehoe</i> na brecha. Fina brecha basal.		
<i>Rubbly pahoehoe</i>	Autobrecha no topo. Lobos de <i>pahoehoe</i> quebrados e intactos. Crosta vesicular coerente abaixo da brecha. Crosta vesicular inferior.	Núcleo denso. Vesículas destorcidas, mas redondas. Base = suave <i>pahoehoe</i> .	Brecha basal	Clastos de <i>a'a'</i>

Os depósitos vulcanoclásticos podem ser divididos em quatro categorias genéticas (McPhie *et al.* 1993) (Figura 17):

- Depósitos autoclásticos
- Depósitos piroclásticos
- Depósitos ressedimentados
- Depósitos sedimentares vulcanogênicos

Portanto, rochas vulcanoclásticas podem se formar tanto por processos vulcânicos efusivos (autoclásticas), quanto explosivos (piroclásticas).

As fácies autoclásticas são caracteristicamente monomíticas, os clastos podem ser porfiríticos ou afaníticos e há a textura *jigsaw-fit* (quebra-cabeça) (McPhie *et al.* 1993). As autobrechas são rochas autoclásticas formadas pela fragmentação não explosiva da lava e,

geralmente, se formam na superfície (base, topo e lados) dos derrames, gerando uma camada composta por blocos e placas. Os blocos podem estar unidos, fundidos, ou podem permanecer isolados e são facilmente deslocados pelo movimento contínuo da lava. A autobrechação é importante na gênese de lavas em bloco e *a'a'* e intrusões podem ser parcialmente autobrechadas (McPhie *et al.* 1993).



Figura 16 - Classificação genética de depósitos vulcânicos. Traduzido de McPhie *et al.* (1993).

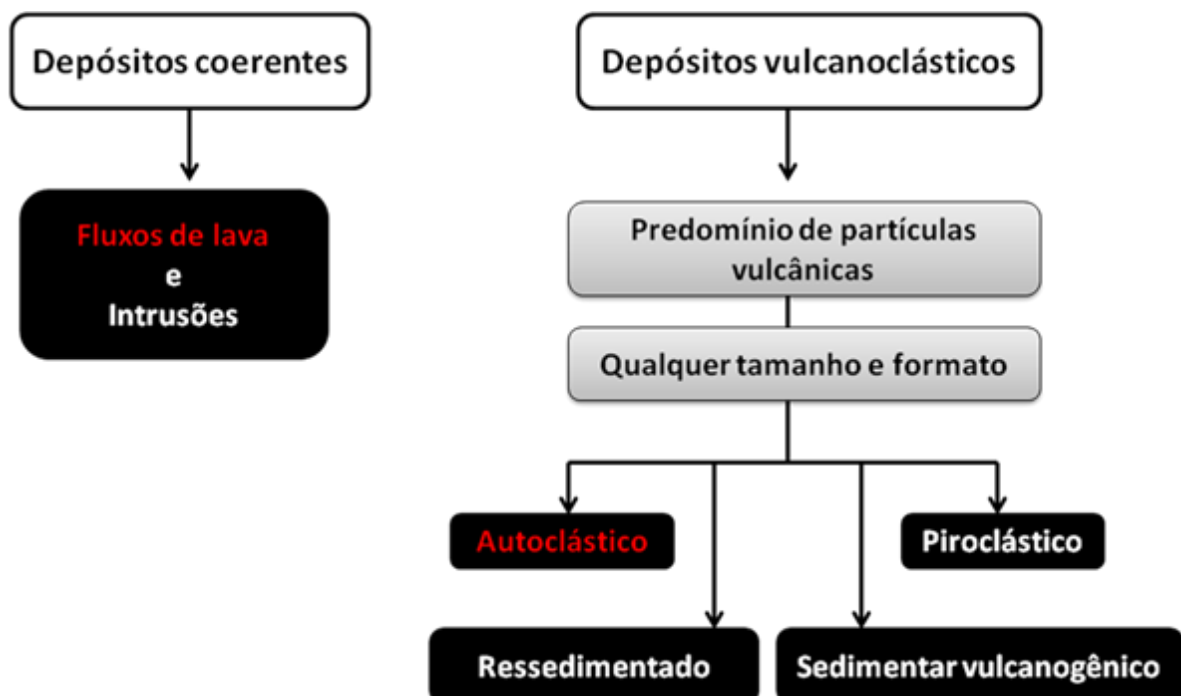


Figura 17 - Características e tipos de depósitos coerentes e vulcanoclásticos de acordo com McPhie *et al.* (1993).

Dessa forma, as autobrechas são rochas monomíticas, compostas por agregados suportados por clastos, pobres em matriz, pobremente selecionados. Os fragmentos de lava

que compõem a autobrecha possuem formatos irregulares, em placas ou blocos (McPhie *et al.* 1993). As bordas dos fragmentos não apresentam feições de *quenched* (resfriamento rápido por choque térmico) e é comum a presença de textura escoriácea ou pumícea. É rara a presença de fragmentos de cristais isolados.

Hialoclastito também é uma rocha autoclástica, formada pelo fraturamento e desintegração de lavas e intrusões (de composição variando de basalto a riolito) devido ao resfriamento rápido, choque térmico, da lava. Formam-se fragmentos de lava com bordas curvilineares, onde as margens são vítreas e o interior pode ser vítreo ou cristalizado. Observam-se minúsculas fraturas normais nas bordas dos fragmentos e é comum a presença de fragmentos de cristais isolados. Pode ser abundante a presença de matriz entre 1-4 mm e clastos pumíceos e escoriáceos podem estar presentes (McPhie *et al.* 1993).

A diferença textural entre autobrecha e hialoclastito é sutil (McPhie *et al.* 1993). As autobrechas em geral possuem poucos fragmentos finos, enquanto estes podem ser abundantes no hialoclastito. Os fragmentos no hialoclastito, em geral, possuem um aro vítreo na borda, evidenciando choque térmico, enquanto que essa feição não é observada na autobrecha.

Peperito, de acordo com White *et al.* (2000) é um termo genético, utilizado para designar rochas formadas pela desintegração *in situ* de magma que intrude ou se mistura com sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados, em geral úmidos. Ainda de acordo com os autores, o termo se aplica a misturas similares geradas pelo mesmo processo, no contato de lavas e outros depósitos vulcanoclásticos quentes, com tais sedimentos. Os clastos juvenis possuem formato em bloco ou fluidal, entre outros, os quais podem ocorrer misturados. A fragmentação do magma ocorre devido ao *quenching* (choque térmico), explosões hidromagmáticas, contraste de densidade entre magma e o sedimento e estresse mecânico (devido ao inflamento ou movimento do magma ou lava) (Skilling *et al.* 2002).

De acordo com o formato dos fragmentos juvenis são descritos 2 tipos de peperito: anguloso e fluidal, sendo possível a coexistência dos 2 tipos de fragmentos no mesmo peperito. Os clastos angulosos são poliedrais a tabulares, com superfícies curvilineares a planares. É comum a presença de textura *jigsaw-fit* (como peças de quebra-cabeça), quando a fragmentação ocorre *in situ*. Os clastos fluidais possuem morfologia globular ou fluidal, com formato variando de amebóide a esférico. Um único clasto juvenil pode apresentar bordas subplanares e fluidais. O material sedimentar, no peperito, pode apresentar granulometria variando de argila a seixo e sua composição, porosidade, permeabilidade e seleção também são variadas. Pode apresentar estratificação, a qual pode ser original do sedimento, pode ser originada durante a fluidização do sedimento ou pode ser desenvolvida por infiltração de sedimento posterior à formação do peperito (Skilling *et al.* 2002).

5. RESULTADOS

5.1 GEOLOGIA LOCAL - DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS

Próximo à barragem da usina de Itaipu existem alguns afloramentos onde há boa exposição das rochas. O afloramento 1 (coordenadas UTM: 742.939 O / 7.187.273 S) localiza-se próximo à guarita de acesso ao edifício de produção da usina, enquanto que o afloramento 2 (coordenadas UTM: 742.746 O / 7.187.462 S) localiza-se no rio Paraná, mais especificamente na “ilha do canal de desvio”, como é chamada a porção rochosa preservada entre o leito original do Rio Paraná e o canal aberto para o desvio do rio durante a construção da usina (Figura 18).

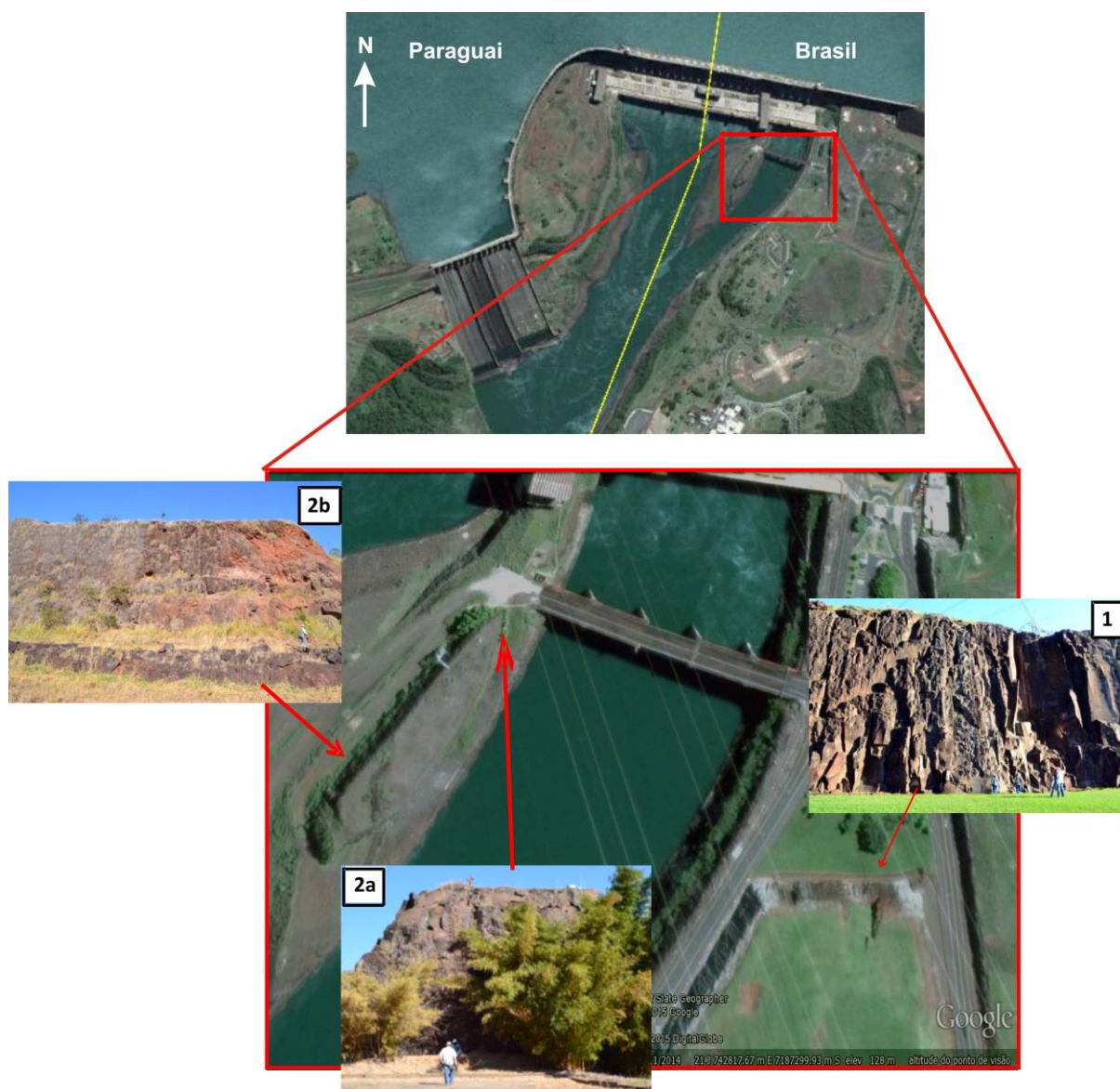


Figura 18 - Afloramentos 1 (afloramento da guarita), 2ª e 2b (na ilha do canal de desvio) localizados próximos à barragem da Usina de Itaipu.

A partir das descrições dos afloramentos 1 e 2 foi elaborado um perfil geológico esquemático (Figura 19) e, posteriormente, este perfil foi correlacionado com as descrições das sondagens. Desse modo, em campo são identificadas 4 unidades vulcânicas principais, além de uma lente de brecha suportada pela matriz. Neste perfil, cada unidade corresponde a um fluxo de lava, ou seja, a um derrame.

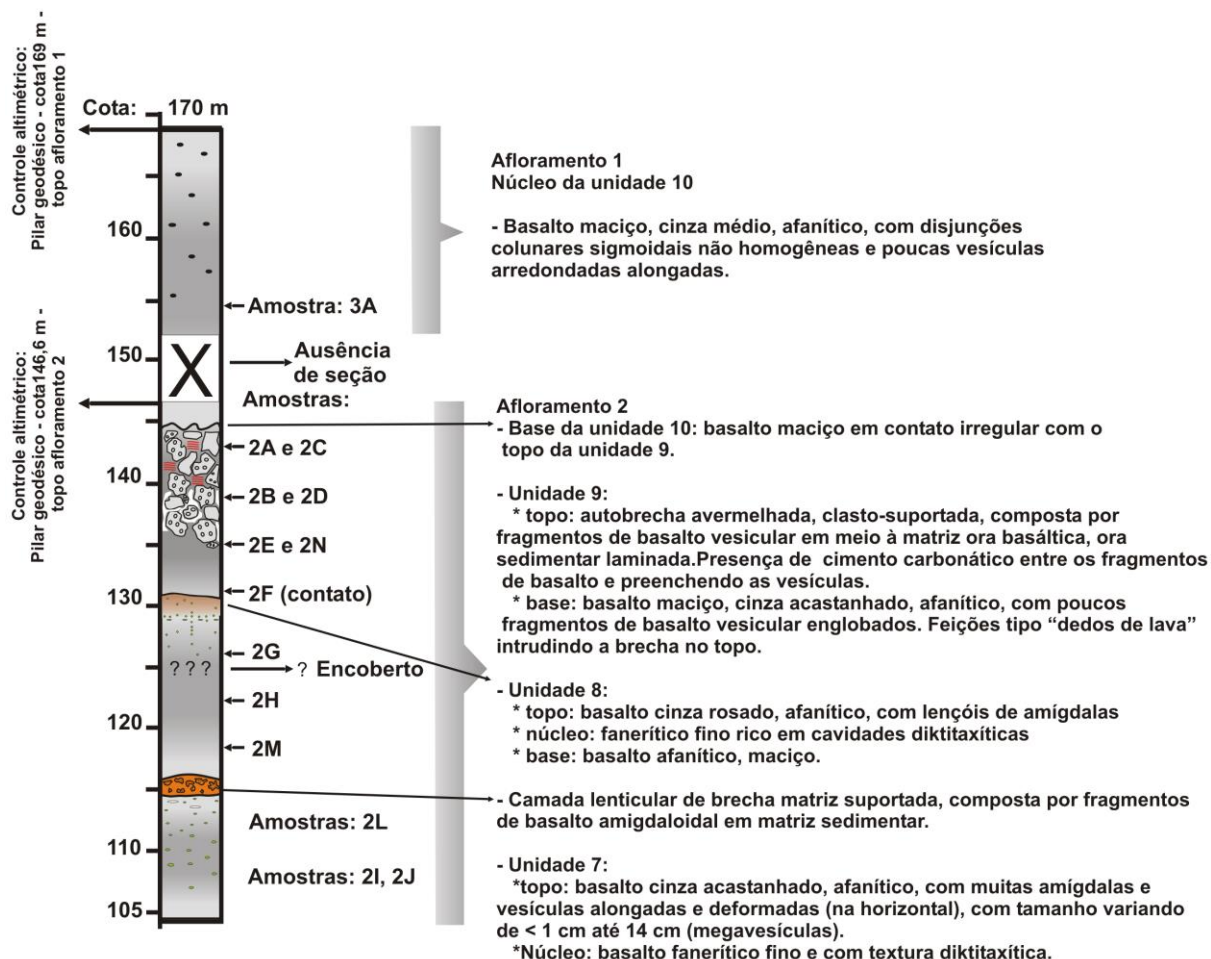


Figura 19 – Perfil geológico esquemático elaborado a partir da descrição dos afloramentos 1 e 2, com o resumo das principais características de cada camada.

Afloramento 1

Este afloramento está localizado sob duas torres de alta tensão, próximo à guarita de acesso ao edifício de produção da Itaipu Binacional. Neste local, o corte está parcialmente exposto e parte está coberta por concreto. O afloramento possui aproximadamente 18 metros de altura e 80 m de largura total (Figura 18 e Figura 20) e corresponde à base-núcleo da unidade 10 (detalhada no Item 5.2).

A rocha exposta no afloramento 1 é um basalto coerente, maciço, afanítico, cor cinza médio, onde observam-se poucas vesículas (Figura 21). As vesículas são arredondadas e alongadas na horizontal (forma oblata), têm entre 0,5 e 2 cm de tamanho e podem estar

totalmente vazias ou parcialmente preenchidas por carbonato. Há disjunções colunares sigmoidais não homogêneas, com espaçamento entre planos variando de 20 cm a 2 m (Figura 22).



Figura 20 - Afloramento 1 composto por basalto maciço, afanítico, localizado sob duas torres de alta tensão, próximo à guarita de acesso ao edifício de produção da Itaipu Binacional.



Figura 21 - Basalto maciço, afanítico, com poucas vesículas alongadas na horizontal.

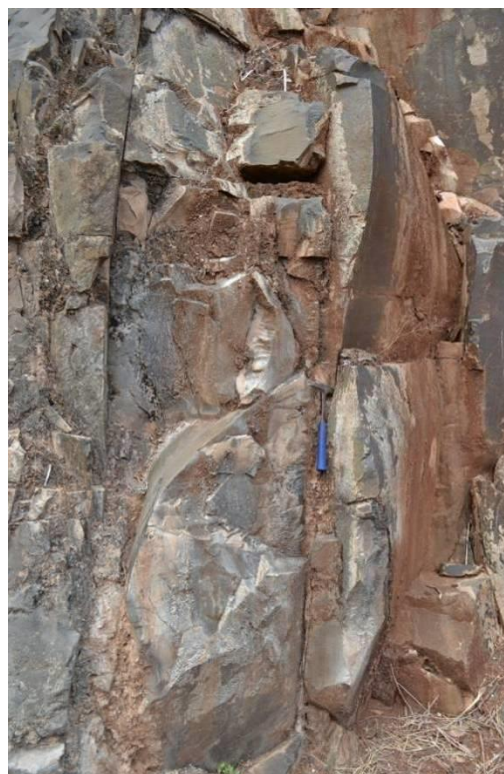


Figura 22- Basalto maciço com disjunções colunares sigmoidais.

Afloramento 2

Localiza-se no local chamado “ilha do canal de desvio” (Figura 18), onde o Rio Paraná foi desviado para a construção da usina hidrelétrica e está a jusante da barragem. O afloramento possui excelente exposição de rochas, as quais podem ser observadas pelas faces norte (2a na Figura 18), oeste (2b na Figura 18) e leste (Figura 23).



Figura 23- Face leste do afloramento 2 localizado na ilha do canal de desvio do Rio Paraná, próximo à barragem de concreto da usina de Itaipu.

No topo do afloramento ocorrem aproximadamente 2 metros de basalto afanítico, maciço (Figura 24), correspondente à base da unidade 10, descrita no afloramento 1.

Logo abaixo ocorre a unidade 9, a qual é composta no topo, por 4 a 6 metros de autobrecha formada por fragmentos irregulares de basalto vesicular/amigdaloidal, enquanto que na base-núcleo há em torno de 1 metro de basalto maciço. A continuidade desta camada e a variação da sua espessura podem ser acompanhadas ao longo das três faces do afloramento. Na porção nordeste do afloramento 2 a variação de espessura da unidade 9 é facilmente observada, onde esta parece preencher uma “paleodepressão”, marcada pelo topo irregular e com formato côncavo da rocha subjacente (Figura 25).

Núcleo-base: O basalto que compõe o núcleo-base da unidade 9 é maciço, afanítico e possui cor cinza acastanhado. Localmente ocorrem fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal, provenientes da brecha de topo, englobados pelo núcleo maciço. No afloramento 2 é possível observar que o basalto maciço muitas vezes “intrude” a brecha de topo, formando geometrias semelhantes aos dedos de lava (tradução literal do inglês para *fingers*). Na foto da Figura 26 esta feição pode ser observada, principalmente devido ao contraste de cores entre as duas fácies, onde a brecha possui cor castanha avermelhada e o basalto cor cinza escuro.

No basalto maciço, mais especificamente nas porções onde este intrude a brecha, ocorrem zonas ricas em vesículas alongadas e orientadas na subvertical, indicando fluxo de

voláteis ascendentes. Estas zonas vesiculares subverticais possuem entre 1 e 5 cm de largura e até aproximadamente 1 metro de altura (Figura 27).



Figura 24 - Vista geral da camada de brecha em contato (seta vermelha) com camada de basalto maciço, no topo.



Figura 25 - Continuidade lateral da camada de brecha, com destaque para a presença de uma possível paleodepressão (esquerda), a qual controla a variação da espessura da unidade 9, conforme indicado pelas linhas vermelhas.



Figura 26 - Basalto maciço, da base da unidade 9, com feições de “dedos” intrusivos (demarcados pela linha vermelha pontilhada) no topo brechado. Notar contato suavemente ondulado da base maciça com o topo amigdaloidal da unidade inferior (8), a qual está intensamente alterada.

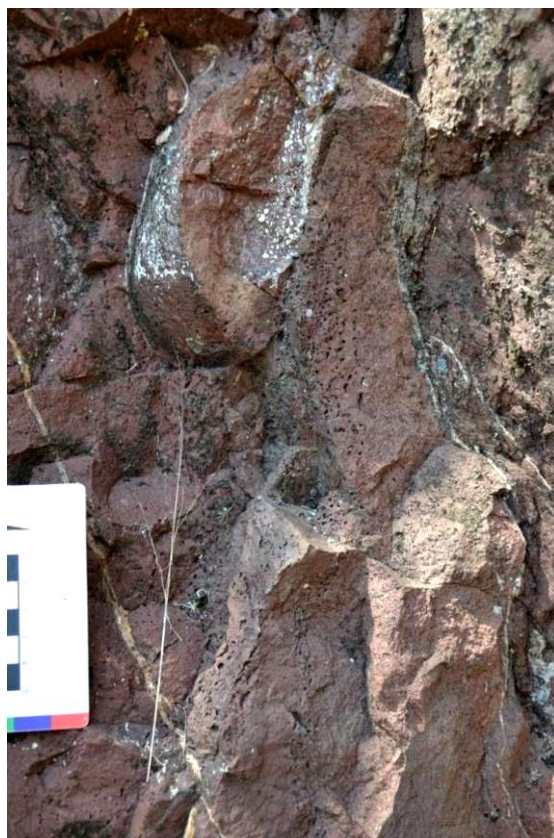


Figura 27 - Basalto maciço da base da unidade 9, com zonas ricas em vesículas alongadas e orientadas na subvertical, indicando fluxo de voláteis ascendentes em zonas de 1 a 5 cm de largura.

Topo: A brecha que constitui o topo da unidade é classificada como autobrecha predominantemente clasto-suportada, composta por fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal, em meio a 2 tipos diferentes de matriz: basáltica e sedimentar.

Os fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal que constituem a autobrecha possuem formatos subarredondados a subangulosos, com tamanhos variando de 1 cm a 1,2 m. Possuem vesículas e amígdalas arredondadas alongadas ou deformadas, com diâmetro variando de 1 mm a 1 cm, e estão preenchidas por carbonato, zeólita ou quartzo. Em alguns fragmentos observa-se que as vesículas estão deformadas seguindo o formato do fragmento, como na foto da Figura 28. Este fato indica que as vesículas possivelmente se formaram concomitantemente à formação do fragmento de basalto.

Na base da autobrecha os fragmentos de basalto são envoltos por matriz basáltica, ou seja, pela lava do núcleo do derrame (Figura 29). Esta matriz basáltica é maciça, localmente vesicular, macroscopicamente idêntica ao basalto do núcleo-base da unidade. A porcentagem desta matriz em relação aos fragmentos varia ao longo da autobrecha, sendo mais abundante próximo ao núcleo da unidade e pouco frequente próximo ao topo.



Figura 28 - Fragmento de basalto vesicular com as vesículas deformadas na borda do fragmento, indicando deformação em estado plástico.

A matriz sedimentar distribui-se de forma um tanto quanto aleatória na camada: na porção basal da brecha ocorre de forma subordinada à matriz basáltica (Figura 30), ocorrendo esporadicamente, com formato irregular, finamente laminada, bastante coesa, e algumas vezes preenchendo amígdalas do basalto; no topo da camada de brecha a presença da matriz sedimentar é predominante (Figura 31A e Figura 31C). O material sedimentar possui cor avermelhada, é muito fino e localmente possui laminação paralela.

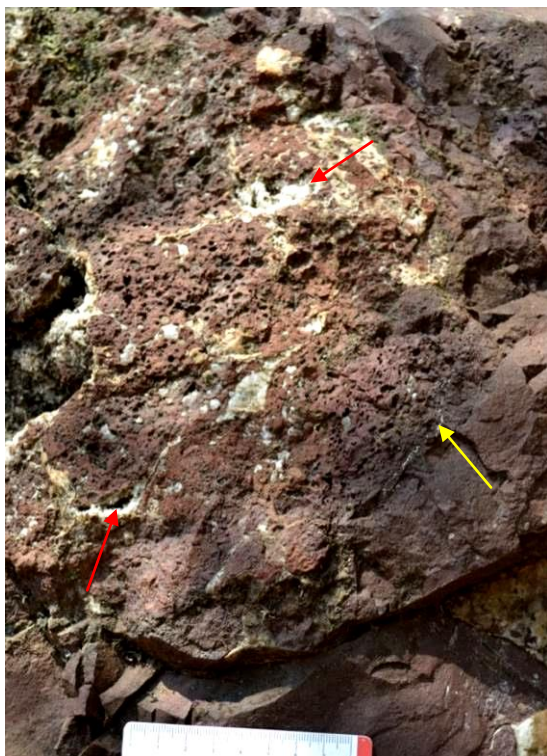


Figura 29 - Fragmentos irregulares de basalto vesicular, localmente cimentados por calcita (setas vermelhas), e envolvidos por matriz ígnea (seta amarela).



Figura 30 - Porção da autobrecha clasto-suportada composta por fragmentos irregulares de basalto vesicular envolvidos por matriz sedimentar laminada, de cor avermelhada (seta azul).

Porém, em muitas porções os fragmentos de basalto vesicular estão em contato direto, como pode ser observado na Figura 31B. Localmente, principalmente onde não há matriz entre os fragmentos de basalto vesicular, ocorre cimento carbonático preenchendo os espaços entre eles (Figura 29 e Figura 31). Também se observa calcita preenchendo outros eventuais vazios, como fraturas e vesículas.

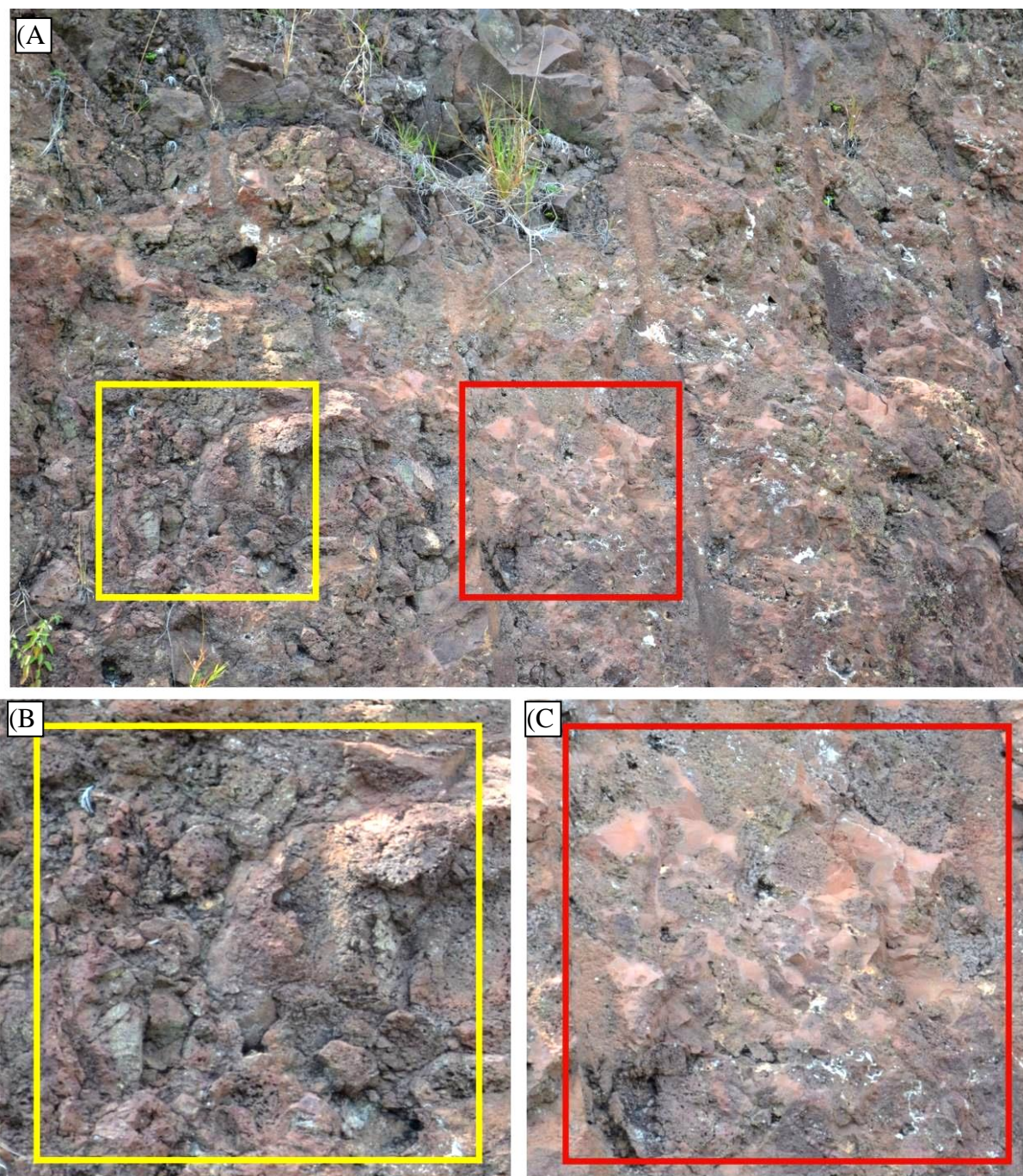


Figura 31 - (A) Topo da autobrecha (unidade 9) onde se observam: porções onde os fragmentos de basalto vesicular estão em contato direto e há ausência de matriz; (B) (zoom do quadrado amarelo); (C) porções com importante presença de matriz sedimentar (material avermelhado, no zoom do quadrado vermelho) entre os fragmentos de basalto vesicular.

A unidade subjacente, aqui denominada unidade 8, possui superfície suavemente ondulada e é composta por rocha coerente. O topo é composto por basalto intensamente alterado, com textura afanítica, cinza rosado, rico em amígdalas e vesículas, que muitas vezes se concentram em níveis horizontais, formando zonas amigdaloidais horizontais (Figura 32 e Figura 33).

As amígdalas e vesículas são arredondadas e o diâmetro médio varia de 5 mm, nas zonas amigdaloidais horizontais, até 2 mm nas demais regiões da crosta superior. O preenchimento das cavidades é por quartzo e celadonita. Localmente ocorrem amígdalas alongadas e achatadas na horizontal, com até 15 cm de tamanho, preenchidas por quartzo e celadonita (Figura 34). Ao longo da crosta superior ocorrem fraturas irregulares (Figura 35) preenchidas pelo mesmo material que preenche as amígdalas.



Figura 32 - Crosta superior da unidade 8, composta por basalto afanítico, amigdaloidal, intensamente alterado, onde se observam zonas amigdaloidais horizontais (seta amarela).



Figura 33 - Detalhe de uma zona amigdaloidal, horizontal do topo da unidade 8, rica em amígdalas arredondadas esféricas.



Figura 34 - Amígdala achatada e alongada, com cerca de 15 cm de comprimento, preenchida por quartzo e celadonita. Ocorre logo acima de uma zona amigdaloidal horizontal.



Figura 35 - Fraturas irregulares na crosta superior amigdaloidal alterada. Há o aumento no diâmetro das amígdalas com a profundidade.

O núcleo da unidade 8 é composto por basalto cinza escuro rosado, fanerítico fino, rico em pequenas cavidades irregulares angulosas (possivelmente cavidades diktitaxíticas), preenchidas por celadonita. Na base há ~15 cm de basalto afanítico, vesicular/ amigdaloidal

em contato irregular bem marcado com a unidade subjacente (Figura 36). As amígdalas/vesículas da base são alongadas na horizontal e estão orientadas.

Entre as unidades 8 e 7 ocorre uma camada lenticular, com espessura de até 1 metro, composta por brecha caótica, ora clasto suportada (Figura 37) ora matriz suportada (Figura 38). Esta brecha possui cor cinza rosada e é formada por fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal, com formatos irregulares, em meio à matriz sedimentar. Esta matriz é muito fina, bastante coesa e, localmente, observa-se estrutura laminada.



Figura 36 – Contato brusco entre a base vesicular da unidade 8 e a brecha clasto suportada, com superfície indicada pelas setas vermelhas.



Figura 37 - Porção clasto suportada da brecha.



Figura 38 – Porção matriz suportada da brecha.

O contato entre a base da unidade 8 e a brecha é irregular e abrupto, bem marcado (Figura 36 e Figura 39). Os fragmentos de basalto que compõem a brecha são texturalmente iguais ao basalto do topo da unidade 7 e o contato da brecha com o topo desta unidade varia de irregular e abrupto para gradativo (Figura 39 A e B).

Localmente, entre a brecha e a base da unidade 8 ocorrem pequenos lobos de lava do tipo S, rico em vesículas (Figura 39 A e Figura 40). As bordas destes lobos são acastanhadas, estão alteradas e erodidas e, por isso, seus contornos estão ressaltados. Em

um dos lobos (Figura 40) observam-se vesículas pequenas na borda acastanhada e vesículas maiores no centro da estrutura, as quais estão alongadas em direção à borda.

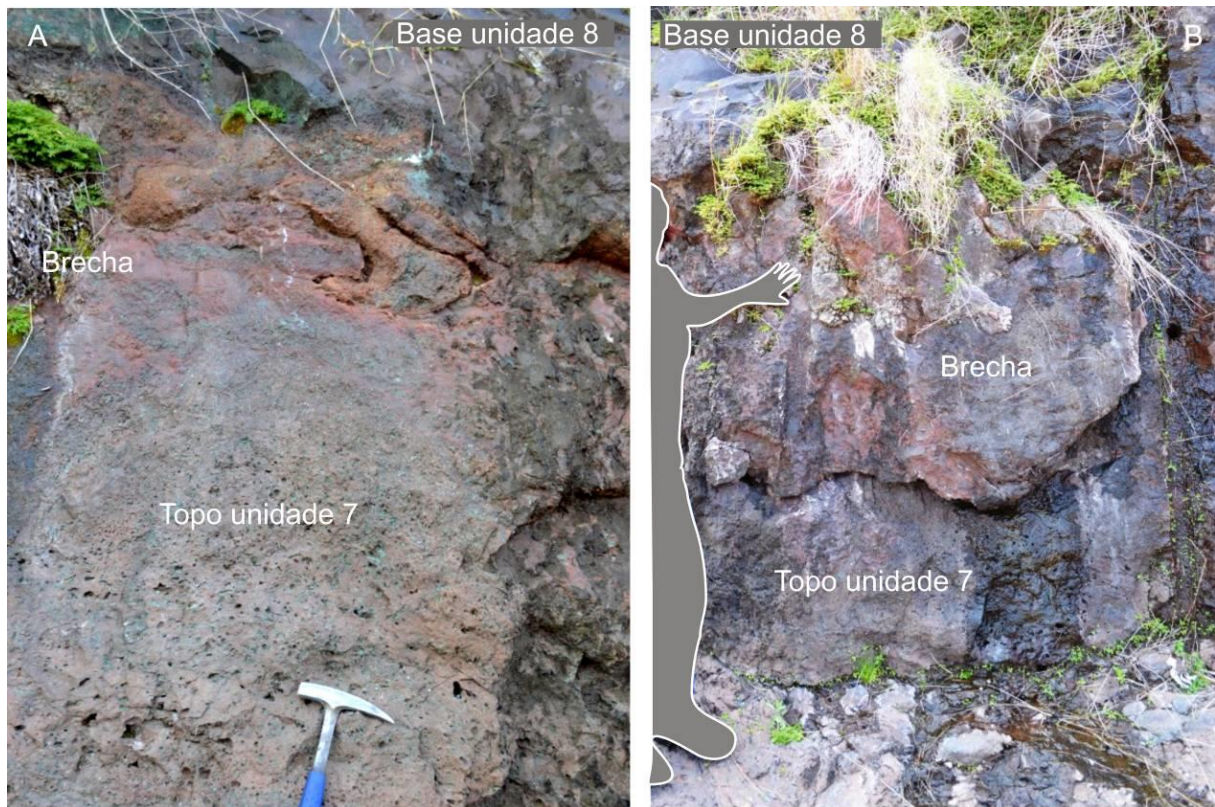


Figura 39 – (A) Lobo de lava de pequena dimensão em meio à brecha clasto suportada, localizada entre as unidades 7 e 8 (foto em perfil); (B) lente de ~1 m de brecha caótica, em contato irregular abrupto com o topo da unidade 7 e a base da unidade 8.

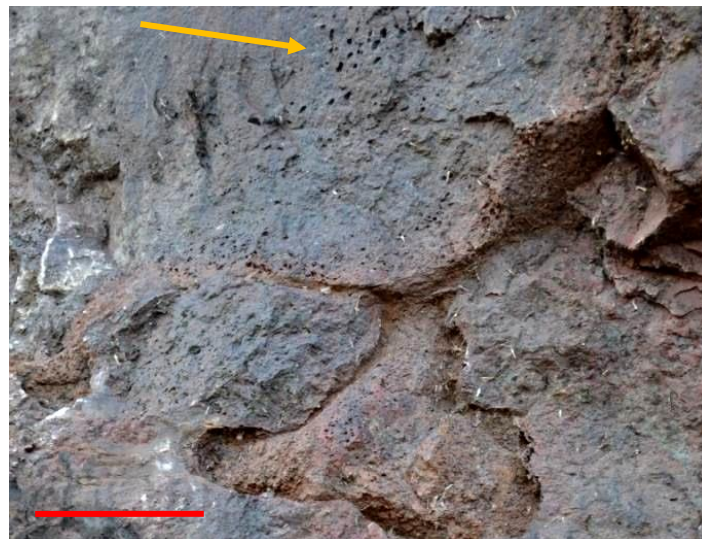


Figura 40 – Lobos acima da camada lenticular de brecha. O lobo maior possui vesículas pequenas na borda de cor acastanhada e vesículas maiores no meio da estrutura, alongadas em direção à borda (seta laranja). Foto em perfil. Linha vermelha = 5 cm.

A última unidade descrita em campo, unidade 7, é composta por basalto cinza acastanhado, afanítico, característico pela presença de megavesículas que chegam a ter 14 cm no eixo maior (Figura 41).

No topo esta unidade possui grande concentração de amígdalas e vesículas milimétricas (Figura 39), as quais aumentam de tamanho em direção à porção central do nível vesiculoso. É nessa porção central que ocorrem as megavesículas e algumas amígdalas, ambas alongadas e orientadas na horizontal. A partir da região com megavesículas em direção ao núcleo do derrame ocorre a diminuição da concentração e do tamanho das amígdalas e vesículas. O núcleo é composto por basalto fanerítico fino, o qual varia de pouco amigdaloidal (Figura 42) a maciço (Figura 43).



Figura 41 - Topo da unidade 7 com megavesículas (até 14 cm) alongadas e deformadas.



Figura 42 – Núcleo da unidade 7 com vesículas de até 5 cm, alongadas na horizontal e alinhadas.



Figura 43 - Basalto cinza acastanhado da unidade 7 em afloramento. No topo da foto a textura “rugosa” indica a região vesicular/amigdaloidal da unidade, enquanto que na base da foto a textura “lisa” da rocha evidencia a característica maciça do basalto.

5.2 CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA DAS ROCHAS NAS SONDAGENS E ANÁLISE MICROSCÓPICA

Foram descritos 20 furos de sondagem, os quais somam aproximadamente 2.200 m de testemunhos de rochas, que ocorrem desde a cota 200 m até a cota -40 m. A sondagem mais espessa possui 200 m de testemunho e o diâmetro predominante dos furos é de 2 polegadas.

Durante a descrição macroscópica das sondagens as rochas foram classificadas de acordo com sua composição e características texturais e estruturais, e tais características foram registradas em tabelas. Foi dada atenção especial às características indicativas de limites e morfologias de fluxos de lava, como por exemplo: os contatos (topo e base), quando passíveis de identificação; presença, concentração, formato, tamanho e distribuição de amígdalas/vesículas, pois estas podem marcar topo ou base de fluxos; presença, composição e distribuição de brechas; feições de alteração (argilização) do basalto, que podem indicar exposição da rocha ao intemperismo químico; e presença de níveis compostos por rocha sedimentar, que são indicativos de períodos de quiescência vulcânica (mesmo que rápida). Entretanto, nem sempre é possível definir os limites entre as unidades com exatidão em todas as sondagens. Isso ocorre, em parte (I) devido à escala de trabalho (amostras de apenas 2 polegadas de diâmetro), em parte (II) devido ao processo natural de amalgamação e compactação dos fluxos de lava ao longo do tempo e (III) devido à ausência de alguns “pedaços” dos testemunhos (eventualmente foram feitas coletas para fins de interesse da Itaipu, como um ensaio geotécnico, por exemplo).

A organização da descrição macroscópica dos testemunhos em perfis verticais permite observar o empilhamento das fácies e, com o auxílio das feições de contato, ajuda a definir o arcabouço estratigráfico e assim individualizar diferentes fluxos de lava. A organização dos perfis em seções geológicas permite correlacionar lateralmente a distribuição de cada tipo morfológico de derrame atrelado ao controle estratigráfico. Desse modo, na área de estudo são identificadas 10 unidades de fluxo principais, empilhadas ao longo de até 200 m em perfil.

Unidade 1

A unidade de fluxo 1 localiza-se na base da sequência descrita e é a mais antiga estudada. Possui pelo menos 12 m de espessura e ocorre nas sondagens L24 e Rc83, onde somente o topo e parte da porção central estão preservados.

O topo é composto por basalto fanerítico fino, muito vesicular/amigdaloidal (~50%), localmente fragmentado. A concentração de amígdalas/vesículas aumenta em direção ao

topo desta unidade e o formato das cavidades passa de quase esférico, próximo ao núcleo, para, irregulares/distorcidas e com até 1 cm de diâmetro. Muitas vezes há material sedimentar cinza rosado preenchendo os espaços entre os fragmentos de basalto (Figura 44). Localmente, cerca de 6 m abaixo do contato superior, observam-se níveis centimétricos (~5 cm) de basalto afanítico cinza escuro, rico em amígdalas e vesículas arredondadas e com formatos irregulares ou alongados, de até 3 cm de tamanho, preenchidas por carbonato (Figura 45). Estas feições podem representar cilindros de amígdalas/vesículas.

A porção do núcleo, observada nas sondagens, é composta por basalto fanerítico fino a médio, formado por cristais euédricos ripiformes de plagioclásio e subédricos de piroxênio, rico em cavidades diktitaxíticas irregulares e preenchidas por argilominerais (Figura 46).

Ao microscópio observa-se que o basalto (amostra L24-t) é inequigranular hipohialino, com textura intergranular, localmente intersertal (Figura 47 e Figura 48). É composto por: 40% de cristais de plagioclásio euédricos, com tamanho entre 1,5 e 2 mm; 30% de cristais de augita subédricos, com tamanho médio de 0,5 mm; 20% de vidro intersticial, alterado para argilomineral castanho, rico em cristais de plagioclásio muito finos, ocos e com feição de cauda de andorinha; 10% de cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral castanho; traços de mineral subédrico de relevo alto (provável olivina), substituído por argilomineral marrom, com tamanho < 0,3 mm; traços de mineral opaco anédrico e apatita.



Figura 44 - Basalto fanerítico fino (topo da unidade 1) com amígdalas e vesículas irregulares. O material cinza rosado presente entre os fragmentos é constituído por sedimento fino. Amostra Rc83-m.



Figura 45 - Basalto fanerítico fino com porção vesicular/amigdaloidal que pode representar um cilindro de vesículas. Amostra Rc83-n, localizada 5,5 m abaixo da Rc83-m.



Figura 46 - Basalto fanerítico médio com inúmeras cavidades irregulares subarredondadas, preenchidas por argilomineral. Amostra L24-t.

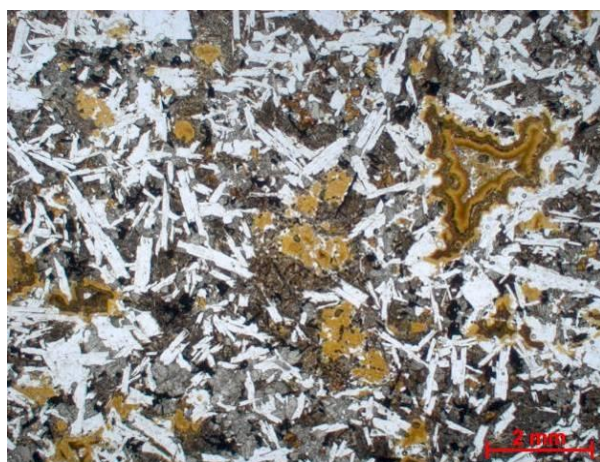


Figura 47 - Basalto inequigranular hipohialino, com textura intergranular, localmente intersertal, com cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral castanho. P//. Amostra L24-t.

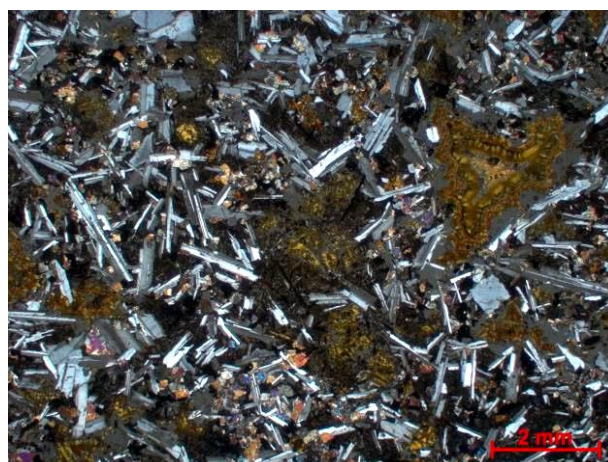


Figura 48 - Basalto inequigranular hipohialino, com textura intergranular, localmente intersertal, com cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral castanho. PX. Amostra L24-t.

Camada sedimentar entre a unidade 1 e a unidade 2

Entre a unidade 1 e a unidade 2 ocorre um nível de aproximadamente 80 cm, composto predominantemente por material siliciclástico cinza claro, onde no topo da camada ocorre uma brecha matriz suportada rica em fragmentos de basalto irregulares, com bordas subplanares e curvas (Figura 49 C e D). Estes fragmentos de basalto são porfíricos, amigdaloidais, de cor cinza escuro quando pouco alterados e avermelhados quando intensamente alterados, e estão imersos na matriz sedimentar fina e maciça. O tamanho dos fragmentos de basalto varia de 5 cm a < 2 mm, dispostos de modo granos crescente em direção ao contato, que é irregular, com o basalto localizado acima (Figura 49 C e D). Muitas vezes observa-se a feição de encaixe entre fragmentos de basalto, como peças de um quebra cabeças (textura *jigsaw-fit*), indicando fragmentação *in situ*.

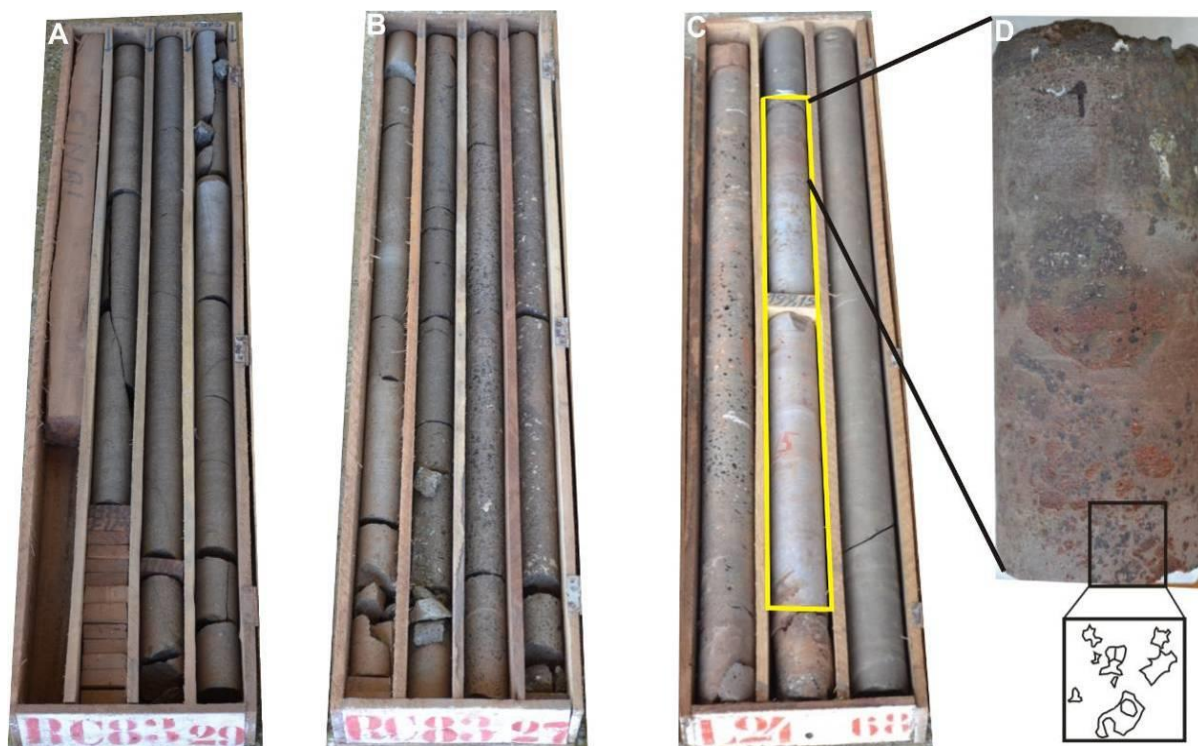


Figura 49 - (A) testemunho do núcleo do derrame 1 na sondagem RC83; (B) porção vesicular/amigdaloidal do derrame 1 na sondagem RC83; (C) topo vesicular/amigdaloidal do derrame 1, onde muitas vezes o basalto está fragmentado e há preenchimento por material sedimentar. Logo acima do topo fragmentado do basalto ocorre um nível de aproximadamente 80 cm composto por material sedimentar cinza claro a cinza avermelhado, com fragmentos com bordas subplanares e curvas de basalto; (D) contato do nível sedimentar com o basalto acima. Notar a diminuição do tamanho dos fragmentos de basalto do topo para a base (amostra L24-s).

Petrografia

Na lâmina da amostra L24-s, confeccionada na porção matriz suportada da brecha, observa-se que a rocha é composta por fragmentos angulosos de basalto porfirítico, hipocristalino, com matriz vítrea, cujas bordas são muitas vezes curvilineares. A matriz é composta principalmente por grãos finos ($< 0,2$ mm), subangulosos a angulosos de quartzo e, subordinadamente, feldspato, minerais opacos e litoclastos de basalto hipocristalino (muitas vezes oxidados) arredondados a subarredondados (Figura 50, Figura 51, Figura 52, Figura 53). Os cristais estão cimentados por filossilicato castanho esverdeado e a rocha possui estrutura maciça.

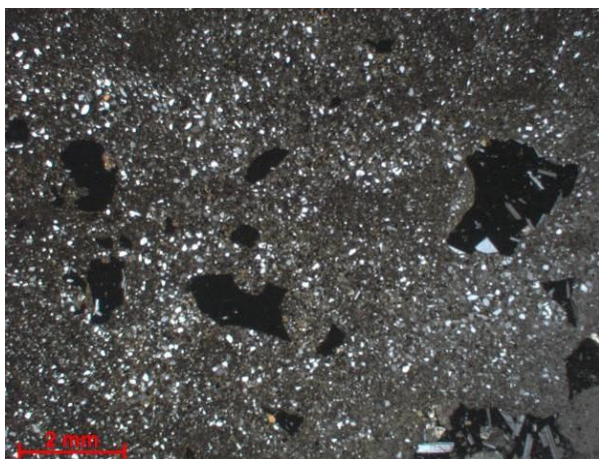


Figura 50 - Rocha composta principalmente por cristais de quartzo e feldspato, <0,2 mm, e litoclastos vulcânicos angulosos de tamanho variando de 5 cm até < 0,2 mm. PX. Amostra L24-s.



Figura 51 - Rocha composta principalmente por grãos de quartzo e feldspato, <0,2 mm e litoclastos vulcânicos angulosos de tamanho variando de 5 cm até < 0,2 mm. P//. Amostra L24-s.

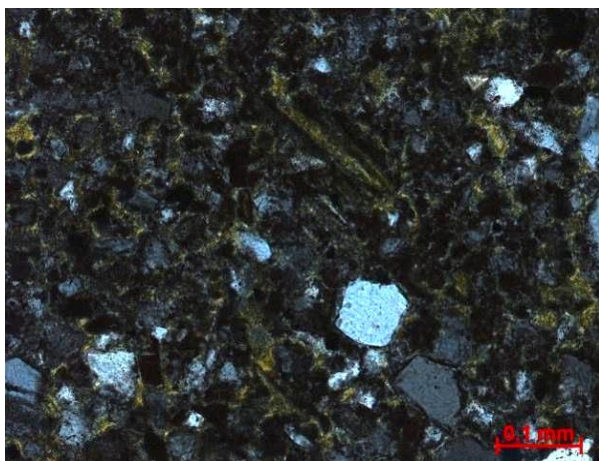


Figura 52 - Grãos subangulosos a angulosos de quartzo e raro feldspato cimentados por filossilicato castanho esverdeado. PX. Amostra L24-s.

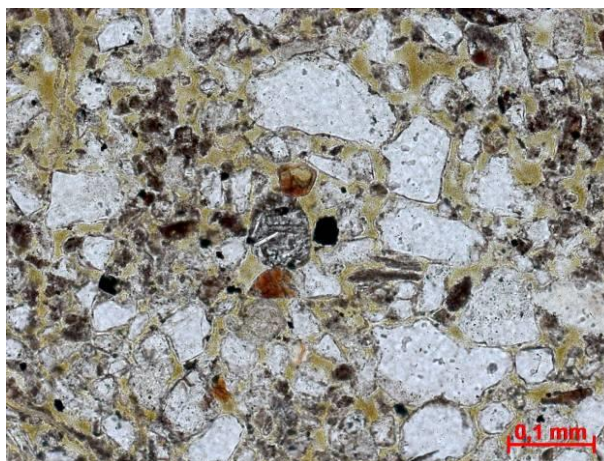


Figura 53 - Grãos subangulosos a angulosos de quartzo, raro feldspato, minerais opacos e litoclastos subarredondados a arredondados de basalto, cimentados por filossilicato castanho esverdeado. P// Amostra L24-s.

Unidade 2

A rocha que define a unidade 2 ocorre nas sondagens Rc83 e L24 e tem espessura máxima de 33 m. Esta unidade é composta por topo pouco vesicular/amigdaloidal, núcleo com cavidades diktitaxíticas e base pobremente amigdaloidal (Figura 54 A a D). As amígdalas/vesículas, que são predominantemente arredondadas esféricas, possuem entre 3 - 6 mm de diâmetro e são preenchidas por zeólita, calcita e argilomineral de cor verde. No núcleo o basalto é fanerítico fino e rico em cavidades diktitaxíticas (Figura 54 C). Localmente ocorrem níveis, de até 5 cm de espessura, ricos em vesículas e/ou amígdalas os quais podem se tratar de cilindros de amígdalas e vesículas.

Na base o basalto é afanítico e ocorre a diminuição do tamanho e da frequência das cavidades diktitaxíticas (Figura 54 D). Localmente ocorre até 10% de amígdalas arredondadas esféricas, milimétricas.



Figura 54 - (A) testemunhos do basalto rico em cavidades diktitaxíticas; (B) amostra de basalto rico em cavidades diktitaxíticas; (C) amostra de basalto fanerítico fino, do núcleo do derrame; (D) amostra de basalto afanítico e maciço, da base do derrame.

Petrografia

Ao microscópio observa-se que o basalto do núcleo dessa unidade possui granulação média, é hipohialino (contém traços de vidro alterado para argilomineral castanho), apresenta textura intergranular, localmente intersertal (Figura 55). As cavidades diktitaxíticas possuem até 2 mm de tamanho e são preenchidas por celadonita e/ou esmectita (Figura 56). A assembleia mineral é composta por em média: 50% de cristais euédricos de plagioclásio de até 1,5 mm; 40-45% de cristais subédricos de augita (0,5 – 0,7

mm); 5% de minerais opacos anédricos; traços de apatita euédrica; traços de vidro, alterado para argilomineral, rico em cristais finos de plagioclásio, os quais ocorrem ocós e com feição de cauda de andorinha (Figura 57); traços de mineral subédrico alterado para material castanho e esverdeado (0,3 mm) (provável pseudomorfo de olivina alterada para iddingsita e bowlingita).

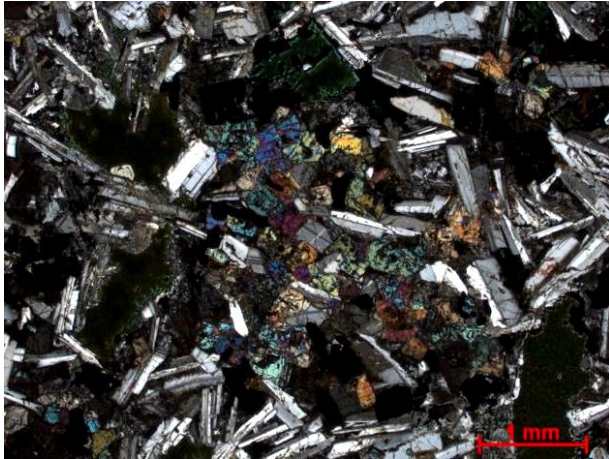


Figura 55 – Basalto intergranular, hipohialino da unidade 2. PX. Amostra L24-q.

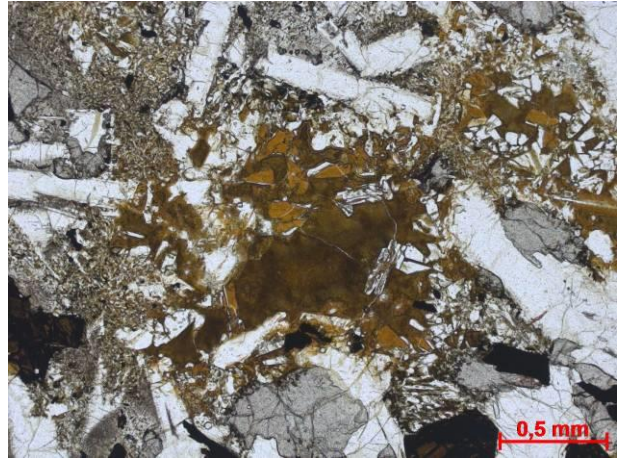


Figura 56 – Cavidade diktitaxítica preenchida por esmectita. P//. Amostra L24-r.

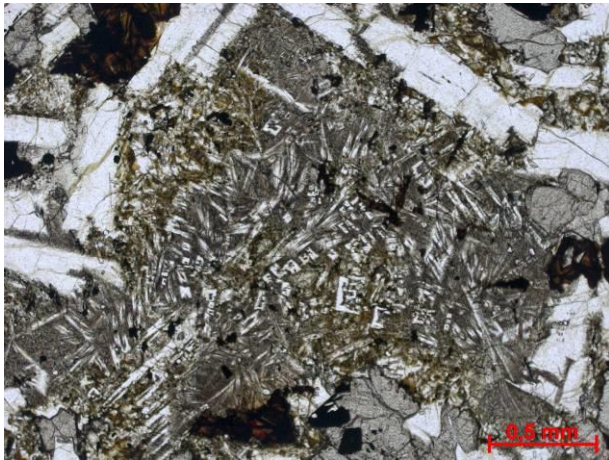


Figura 57 – Porção intersticial aos cristais de plagioclásio e piroxênio, composto por inúmeros cristais finos e ocós de plagioclásio. P//. Amostra L24-r.

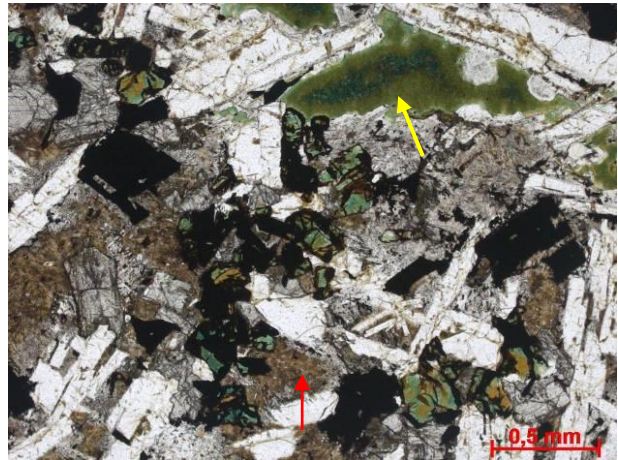


Figura 58 – Cavidade diktitaxítica preenchida por celadonita (seta amarela), pseudomorfo intensamente alterado para bowlingita e vidro intersticial alterado para argilomineral castanho (seta vermelha). P//. Amostra L24-q.

Unidades 3 e 4

As unidades 3 e 4 ocorrem nas sondagens Rc83, L24, L118 e Rc99, com espessura variando de 4 a 7 m. São compostas por crosta superior fragmentada seguida por níveis vesicular/amigdaloidal, com núcleo maciço e base pobremente vesicular (Figura 59 e Figura 60).

A crosta superior fragmentada nestas unidades possui espessura variando de 20 cm a até aproximadamente 1,5 m. Esta porção é composta por fragmentos angulosos e irregulares de basalto amigdaloidal, algumas vezes com formato semelhante ao de pedra britada ou em lascas. Os fragmentos de basalto são envolvidos por matriz sedimentar siliciclástica (Figura 61). Abaixo da crosta fragmentada há, em média, 2 m de basalto afanítico amigdaloidal, onde as amígdalas possuem até 2,5 cm de diâmetro e são arredondadas deformadas, alongadas. A matriz siliciclástica fina que envolve os fragmentos, por vezes, também preenche amígdalas (Figura 61 A).

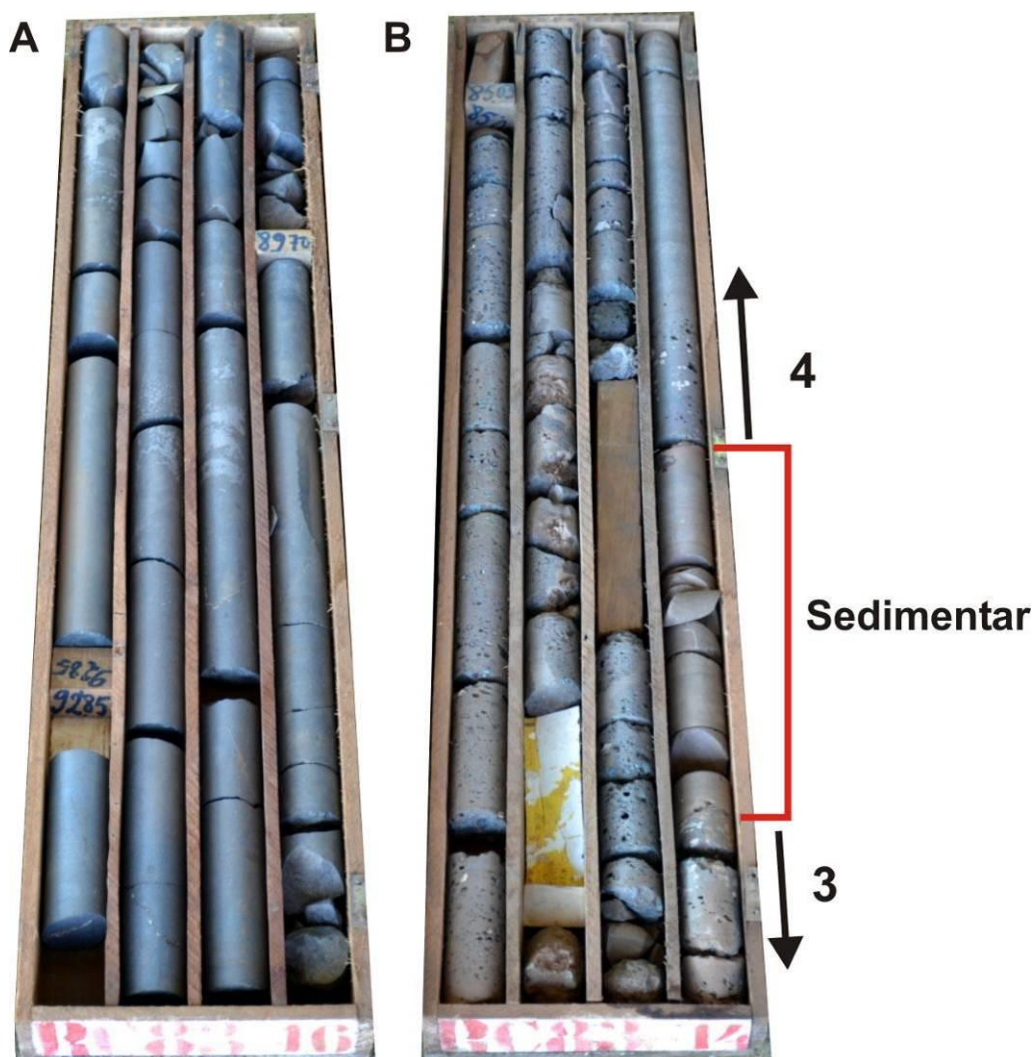


Figura 59 - (A) basalto afanítico maciço, núcleo da unidade 3; (B) topo da unidade 3, com basalto vesicular e brecha composta por fragmentos do basalto vesicular cimentada por material sedimentar siliciclástico fino. Este material sedimentar forma um nível de ~30 cm acima da unidade 3 e apresenta contato brusco com a base da unidade 4, sem indícios de interação entre a lava e o sedimento.

O núcleo e a base possuem de 2 a 3 m de espessura e são compostos por basalto afanítico, maciço, mas por vezes pouco vesicular/amigdaloidal (Figura 59 A).

Entre as unidades 3 - 4 e 4 - 5 ocorrem camadas de material sedimentar siliciclástico fino de cor cinza rosada, coeso e com estrutura maciça, cuja espessura varia de ~20 – 80 cm (Figura 59 e Figura 60). Os contatos superior e inferior destas camadas sedimentares com as unidades vulcânicas são bruscos e possuem características distintas. No contato inferior este material preenche a porosidade primária das brechas de topo das unidades 3 e 4, enquanto que o contato superior pode apresentar ou não uma brecha de espessura centimétrica, formada por fragmentos de basalto inseridos no nível sedimentar.

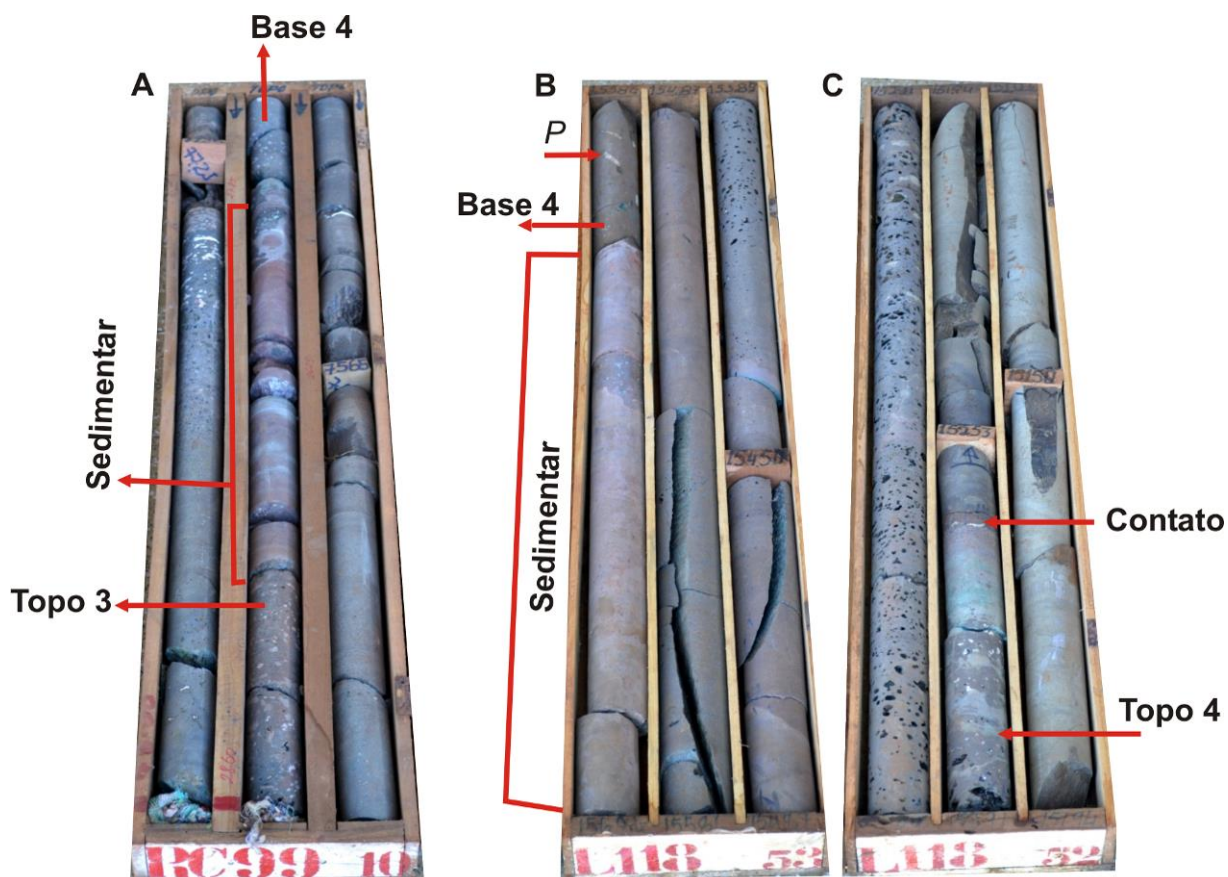


Figura 60 - (A) topo vesicular/amigdaloidal pouco brechado da unidade 3, seguido de camada siliciclástica cinza rosada, maciça, que apresenta no topo contato marcado pela presença de fragmentos de basalto amigdaloidal dentro da camada siliciclástica com a base amigdaloidal da unidade 4; (B) contato entre a camada siliciclástica e a base da unidade 4. Na base da unidade 4 ocorrem amígdalas alongadas que são classificadas como *pipes vesicles* (P); (C) topo vesicular brechado da unidade 4, com a porosidade primária preenchida por sedimento siliciclástico, o qual forma uma camada de ~10 cm antes do contato brusco com a base da unidade 5.

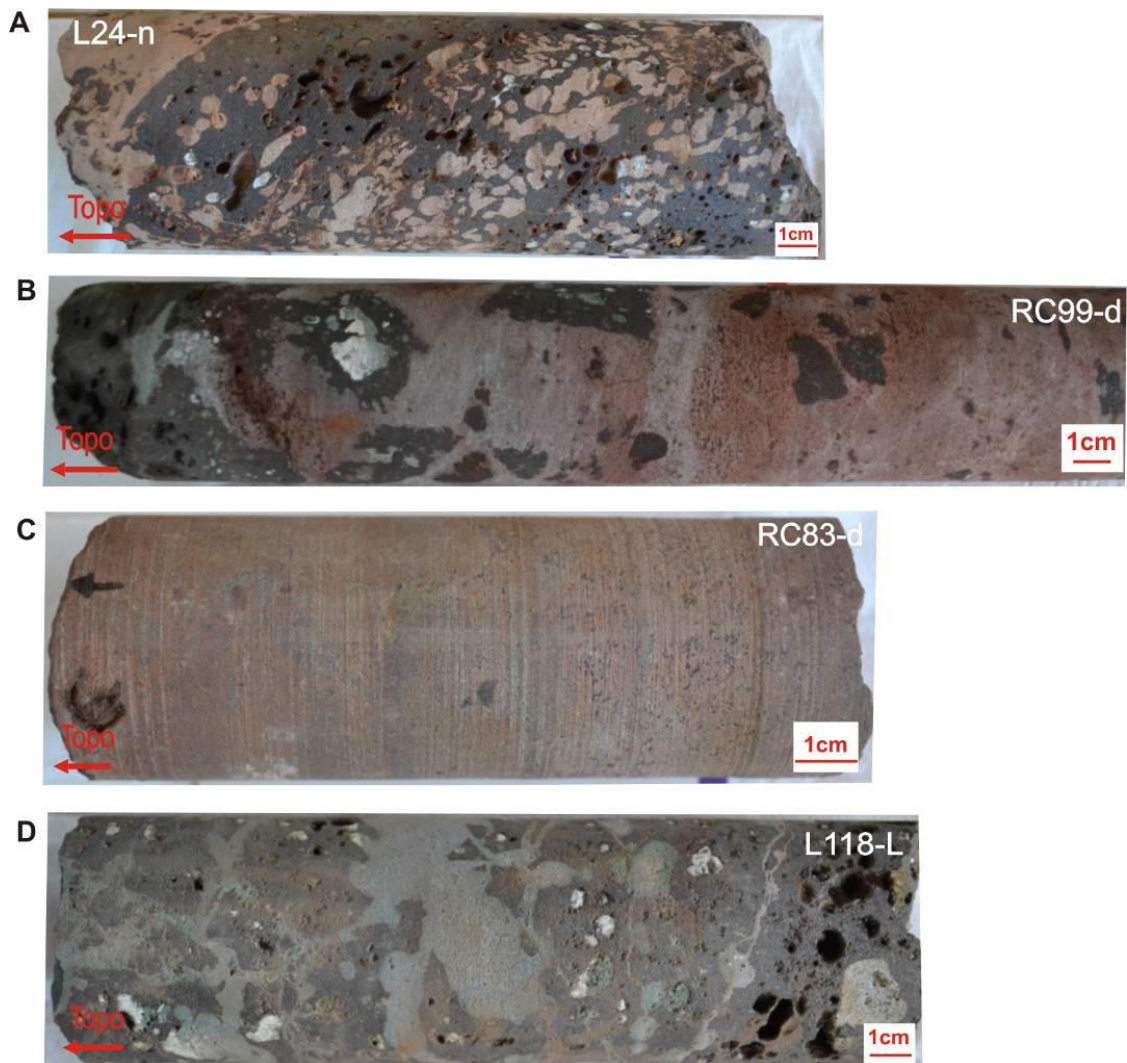


Figura 61 - (A) fragmento de basalto vesicular/amigdaloidal envolto por matriz siliciclástica fina, cinza rosada, a qual também preenche as amígdalas (topo da unidade 3); (B) fragmentos irregulares de basalto cinza escuro, amigdaloidal, em matriz siliciclástica fina (base da unidade 4); (C) amostra da camada siliciclástica existente entre as unidades 3 e 4; (D) fragmentos angulosos de basalto amigdaloidal/vesicular cimentados por material siliciclástico fino (topo unidade 4).

Petrografia

O núcleo/base da unidade 3 é composto por basalto maciço, inequigranular porfirítico, hipocrystalino, com cerca de 60% de vidro, e possui textura intersertal (Figura 62). É composto por: microfenocristais euédricos de plagioclásio (< 0,7 mm), de piroxênio (< 0,5 mm) e mineral máfico alterado, provavelmente olivina alterada para iddingsita; cristais finos de plagioclásio oco e com feição de cauda de andorinha; e vidro vulcânico. Ocorrem poucas cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral castanho. No topo deste intervalo ocorre brecha clasto suportada, composta por fragmentos irregulares de basalto inequigranular, hipocrystalino, com textura intersertal (Figura 63). Na matriz do basalto há cerca de 80% de vidro oxidado onde se observa fraturas perlíticas (Figura 64), vesículas e amígdalas irregulares, preenchidas pelo material siliciclástico que define a matriz da brecha.

O material que cimenta a brecha de topo da unidade 3, e que configura um nível de material sedimentar entre as unidades 3 e 4, é muito fino ($< 0,1$ mm – tamanho areia fina), composto principalmente por grãos subangulosos a subarredondados de quartzo, feldspato, mica e fragmentos de basalto vítreo oxidado (Figura 63 e Figura 65). O cimento/matriz da rocha sedimentar é composto por clorita e argilomineral castanho.

O núcleo/base da unidade 4 é composto por basalto inequigranular porfirítico, hipohialino, com texturas intergranular e intersertal, e presença de cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral e celadonita (Figura 66). A assembleia mineral essencial é composta por: traços de fenocristais euédricos de plagioclásio (até 2 mm); matriz com 40% de cristais euédricos de plagioclásio ($< 0,4$ mm), 30% de cristais subédricos de piroxênio ($< 0,4$ mm); 30% de vidro vulcânico e traços de minerais opacos anédricos. Na amostra L24-m ocorre uma porção composta por basalto amigdaloidal de granulação mais fina ($< 0,3$ mm) com menor porcentagem de cristais ($\sim 40\%$) e maior concentração de vidro ($\sim 60\%$). Em amostra de mão observa-se que esta porção amigdaloidal ocorre em níveis subhorizontais em meio ao basalto (Figura 67).

O topo da unidade 4 é composto por brecha composta por fragmentos angulosos de basalto hipocristalino, amigdaloidal, com textura intersertal (Figura 68 e Figura 69). A assembleia mineral é composta por: traços de microfenocristais euédricos de plagioclásio e piroxênio ($\sim 0,9$ mm); a matriz é composta por 20% de cristais euédricos de plagioclásio ($< 0,3$ mm) parcialmente sericitizados, 10% de cristais subédricos de piroxênio ($< 0,2$ mm) e 70% de vidro vulcânico. A matriz da brecha é composta por sedimento siliciclástico fino ($< 0,1$ mm – tamanho areia fina), com grãos subarredondados a subangulosos de quartzo, feldspato, mica e opaco, além de fragmentos angulosos de basalto com tamanho variando de < 1 mm até 4 mm, cimentados por clorita e argilomineral castanho.

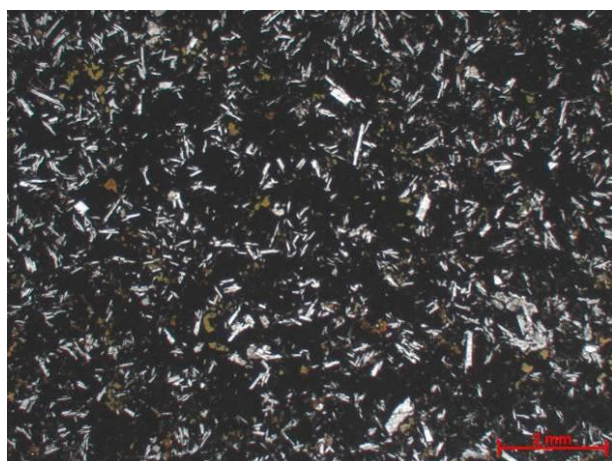


Figura 62 - Basalto hipocristalino, maciço, localizado no núcleo/base do intervalo 3. P//. Amostra RC99-f.

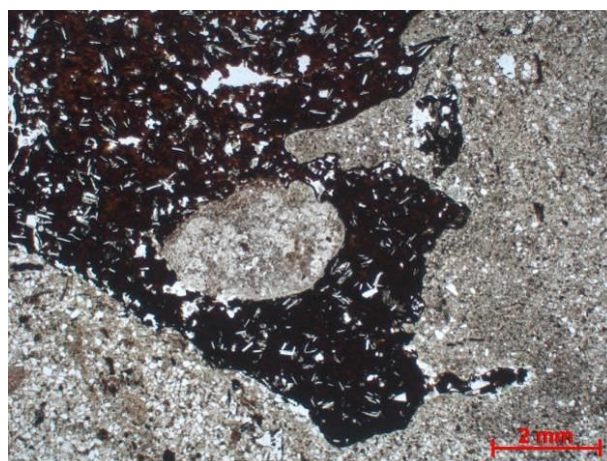


Figura 63 - Brecha clasto suportada do topo do intervalo 3, composta por fragmentos de basalto hipocristalino, amigdaloidal, cimentada por material siliciclástico. P//. Amostra L24-n.

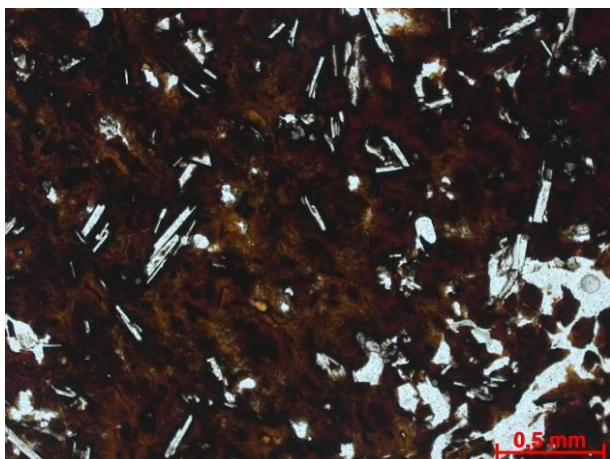


Figura 64 - Basalto hipocristalino com fraturas perlíticas na matriz vítrea. Topo da unidade 3. P//. Amostra L24-n.

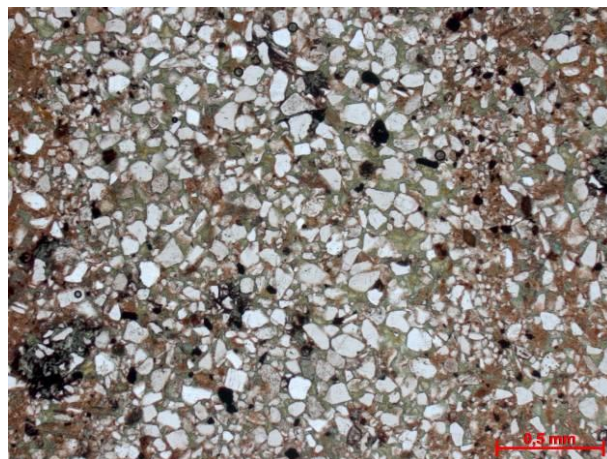


Figura 65 - Fotomicrografia de arenito fino que compõe o nível sedimentar entre as unidades 3 e 4. P//. Amostra RC83-d.

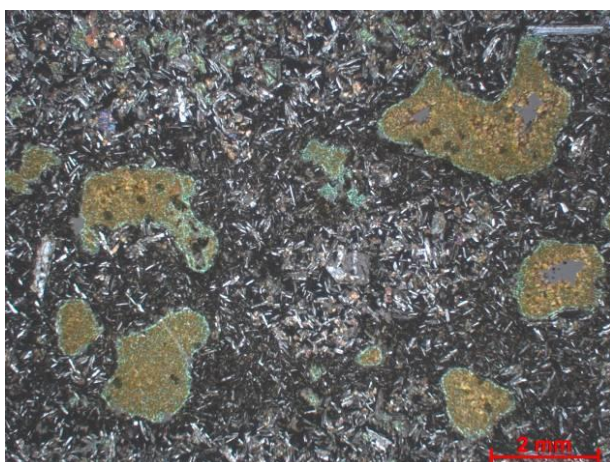


Figura 66 - Basalto hipohialino em contato interdigitado com basalto hipohialino amigdaloidal. Base/núcleo da unidade 4. PX. Amostra L24-m.

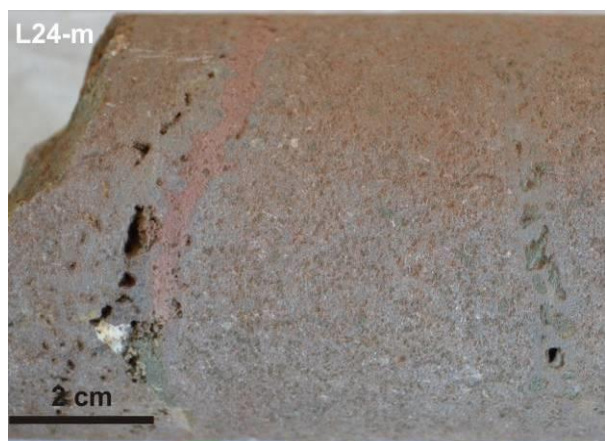


Figura 67 - Basalto da porção base/núcleo da unidade 4 onde ocorrem níveis subhorizontais ricos em amígdalas/vesículas mostrados na figura 67. Amostra L24-m.

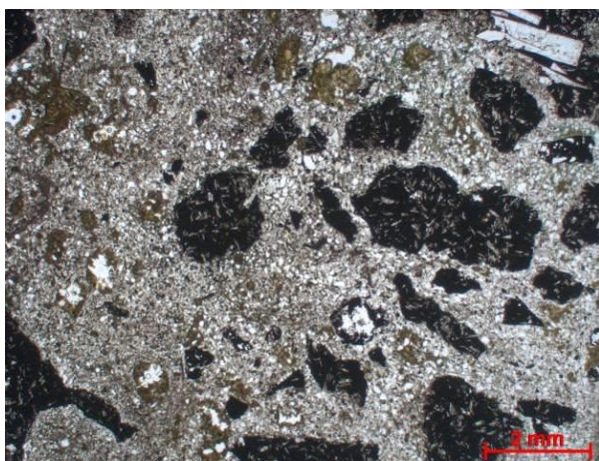


Figura 68 - Brecha no topo da unidade 4, composta por fragmentos angulosos de basalto hipocristalino e matriz siliciclástica. P//. Amostra L24-L.

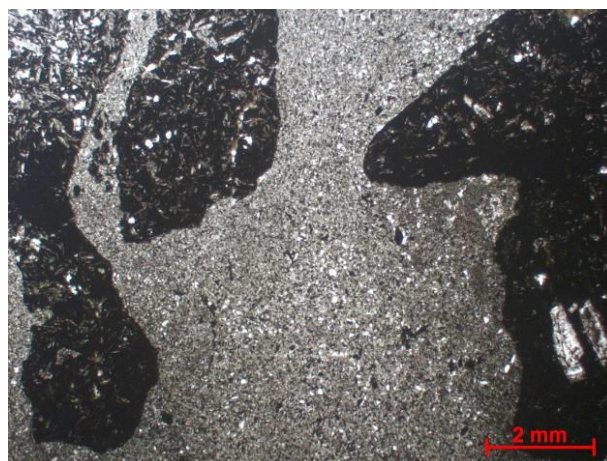


Figura 69 - Brecha no topo da unidade 4, composta por fragmentos angulosos de basalto hipocristalino, e matriz siliciclástica. P//. Amostra L118-L.

Unidade 5

A unidade 5 ocorre nas sondagens R16, R42, R1, L1, Rc83, L24, L118, R25, Rc99, L71 e L69, entre a cota máxima 96 m (sondagem R25) e a cota mínima 12 m (sondagem L118), porém a espessura máxima encontrada é de 49 m na sondagem L118. Ao longo dos testemunhos ocorrem planos de falhas subverticais (Figura 70A e Figura 71D), com estrias subhorizontais, mas como os testemunhos não estão orientados não é possível verificar a direção das falhas.

Esta unidade é composta por rochas coerentes, predominantemente, por basalto cinza escuro a cinza rosado, afanítico, com topo vesicular/amigdaloidal, núcleo maciço e base com poucas amígdalas (Figura 70 A a C).

No topo vesicular/amigdaloidal, o tamanho das amígdalas e vesículas varia de 7 cm a até 0,5 cm (Figura 70 C e Figura 71 A), onde as amígdalas com tamanhos maiores do que 1 cm são, em geral, arredondadas e alongadas na horizontal, e estão preenchidas por carbonato e quartzo. As cavidades menores, cujo diâmetro médio está em torno de 0,5 cm, são arredondadas esféricas, preenchidas por quartzo, carbonato, zeólita e celadonita.

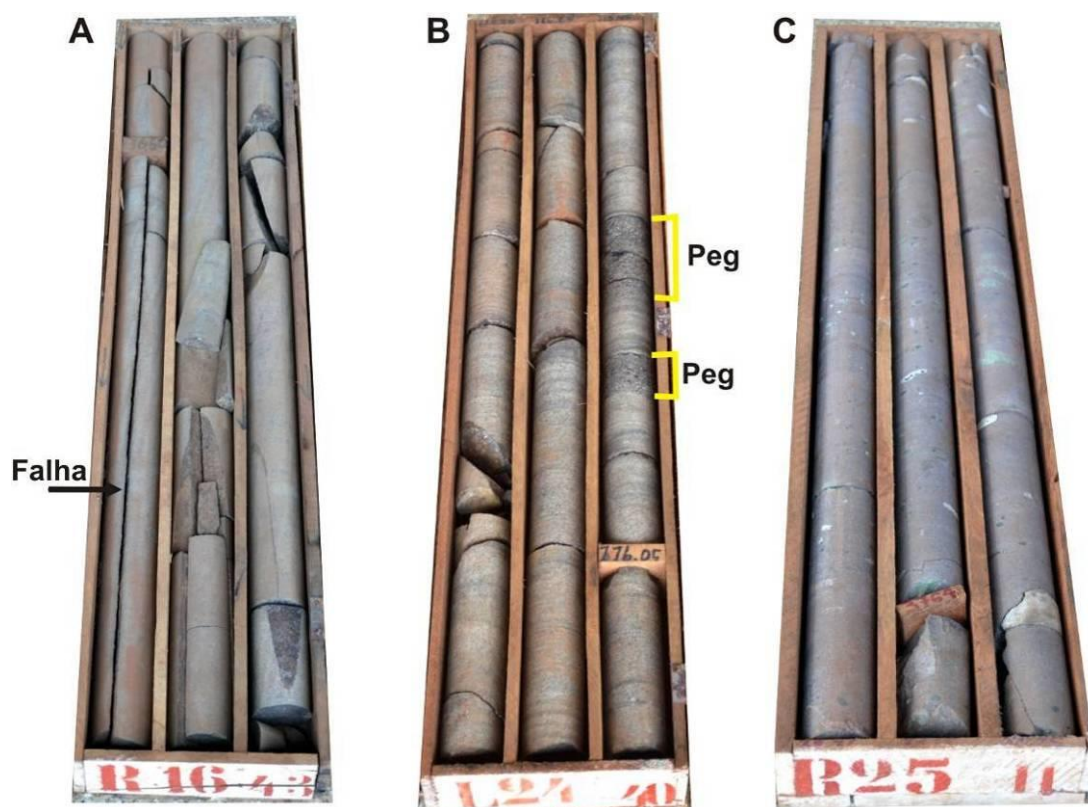


Figura 70 - (A) basalto maciço do núcleo da unidade 5, onde se observam falhas verticais a subverticais; (B) presença de níveis de pegmatitos (peg) básicos com espessuras de 6 a 12 cm; (C) topo amigdaloidal da unidade 5, onde se observam 2 populações de amígdalas: 1 a 7 cm, alongadas e preenchidas por quartzo e calcita; e a população de amígdalas arredondadas com 0,5 cm de diâmetro, preenchidas por quartzo, calcita, zeólita e celadonita.

O núcleo do derrame é composto por basalto cinza médio à cinza rosado, afanítico, maciço (Figura 71 C), onde no terço superior ocorrem pegmatitos básicos (sondagens L24 e

L118). Estes pegmatitos ocorrem na forma de níveis decimétricos de rocha de mesma composição do basalto, porém com granulação grossa (Figura 70B e Figura 71B).

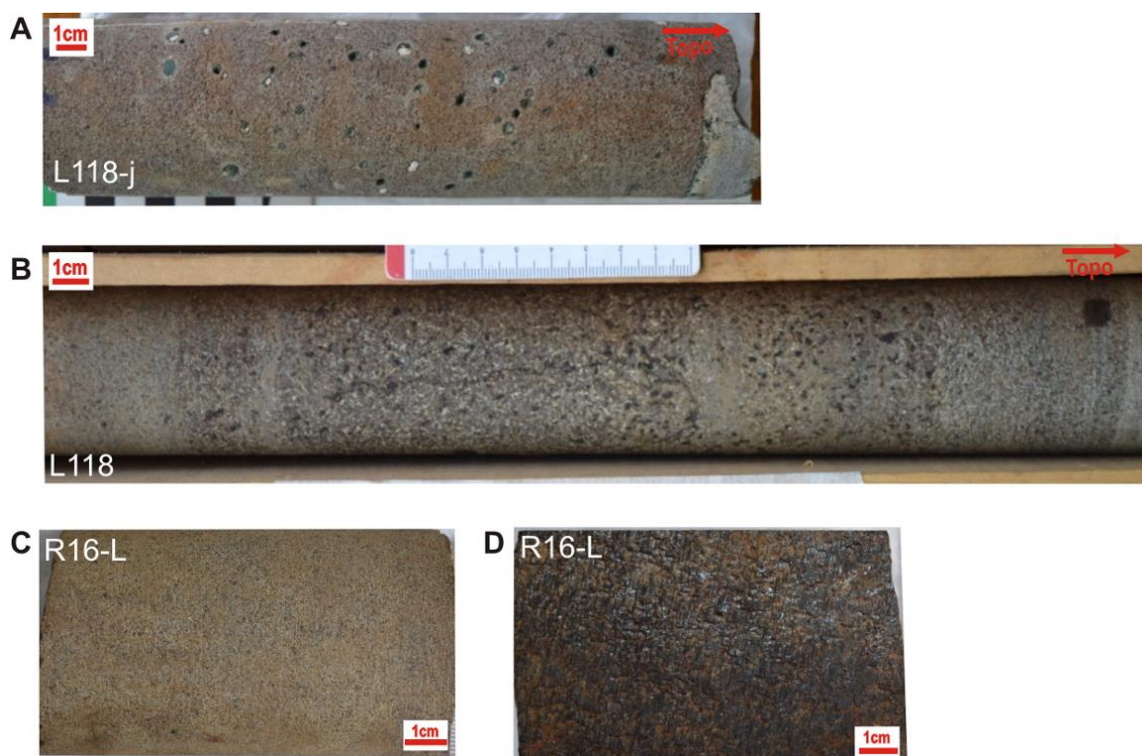


Figura 71 - (A) basalto amigdaloidal do topo da unidade 5, onde se observam 2 populações de amígdalas: 1 a 7 cm, alongadas e preenchidas por quartzo e calcita; e a população de amígdalas arredondadas com 0,5 cm de diâmetro, preenchidas por quartzo, calcita, zeólita e celadonita; (B) nível de ~30 cm de espessura composto por pegmatito básico (sondagem L118); (C) amostra do núcleo maciço da unidade 5; (D) plano de fratura vertical com estrias subhorizontais cortando o basalto maciço na sondagem R16.

Petrografia

O topo da unidade 5 é composto por basalto equigranular fino, holocristalino, com textura intergranular e estrutura amigdaloidal (Figura 72). Amígdalas possuem 0,5 mm de diâmetro e estão preenchidas por argilominerais. A assembleia mineral essencial é composta por: 45% de cristais euédricos de plagioclásio (0,3 - 0,7 mm); 50% de cristais euédricos de piroxênio (<0,4 mm); e 5% de minerais opacos subédricos.

No núcleo o basalto é inequigranular microporfíritico, com poucos microfenocristais de plagioclásio euédricos de até 1,4 mm (Figura 73). A rocha é holocristalina, de textura intergranular e há 5% de cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilomineral castanho e apatita. O basalto é composto por: 40% de cristais euédricos de plagioclásio (<0,5 mm); 40% de cristais subédricos de piroxênio (0,4 mm); 10% de mineral intensamente alterado (0,4 mm), provavelmente olivina alterada para iddingsita (Figura 73); 5% de minerais opacos anédricos, oxidados; e traços de apatita euédrica.

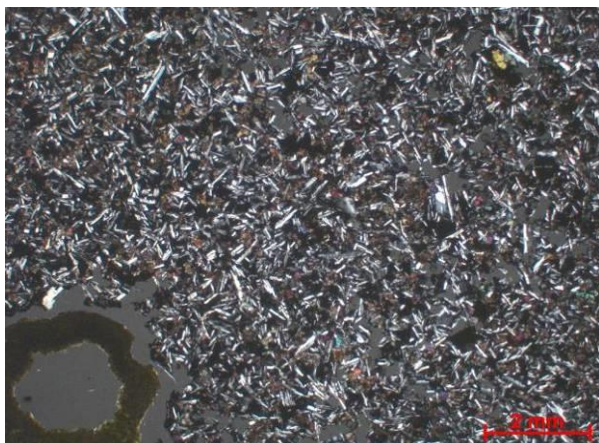


Figura 72 - Basalto equigranular, holocrystalino e amigdaloidal, topo da unidade 5. PX. Amostra L24-j.



Figura 73 - Basalto inequigranular, holocrystalino, com textura intergranular do núcleo da unidade 5. PX. Amostra L24-k2.

O pegmatito básico (Figura 75) da sondagem L24 (amostra L24-k1) é equigranular médio, holocrystalino, possui textura intergranular e possui cavidades diktitaxíticas, preenchidas por argilomineral castanho e apatita. A assembleia mineral essencial é composta por: 45% de cristais euédricos de plagioclásio (1,5 - 3,2 mm); 45% de cristais euédricos de piroxênio (1,5 - 2,5 mm); 10% de minerais opacos esqueletais; traços de mineral euédrico (< 1mm) intensamente alterado (Figura 76), provavelmente olivina alterada para iddingsita; e traços de apatita euédrica. Localmente ocorrem “bolsões” ricos em cristais finos de plagioclásio, por vezes ocos, com textura plumosa ou axiolítica (Figura 77). Algumas cavidades diktitaxíticas, preenchidas por argilomineral castanho, ocorrem associadas aos bolsões de plagioclásio com textura de subresfriamento rápido (Figura 77 e Figura 78).

Na base da unidade 5 o basalto é inequigranular porfirítico, holocrystalino, com poucos fenocristais de plagioclásio euédrico (~2 mm) (Figura 79).

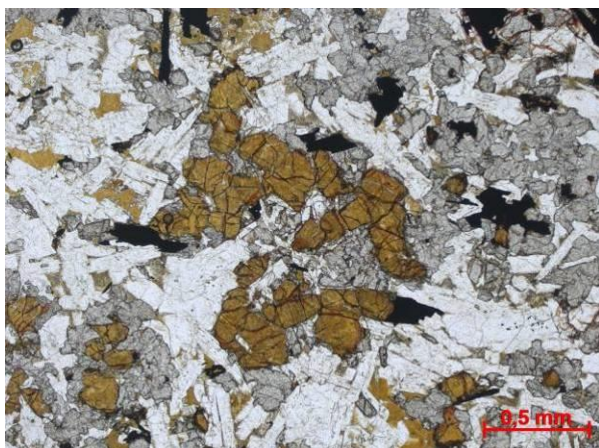


Figura 74 – Provável olivina alterada para iddingsita em basalto do núcleo da unidade 5. P//. Amostra L24-k2.



Figura 75 - Pegmatito básico. Rocha equigranular média, holocrystalina, composta por plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. PX. Amostra L24-k1.

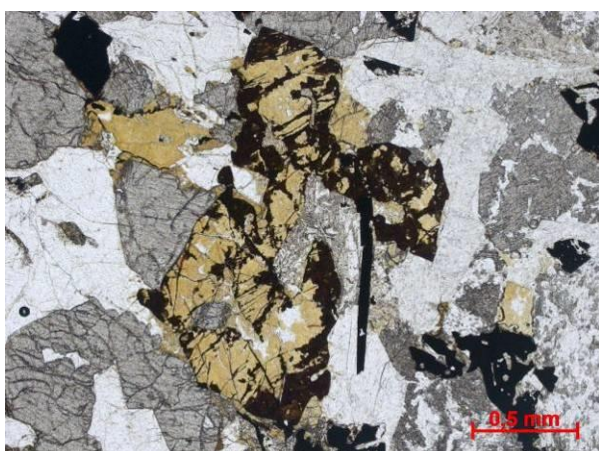


Figura 76 – Provável olivina alterada para iddingsita em pegmatito básico. P//. Amostra L24-k2.



Figura 77 – Pegmatito básico com "bolsão" composto por cristais finos de plagioclásio, alguns ocos e outros com textura plumosa e axiolítica. PX. Amostra L24-k1.

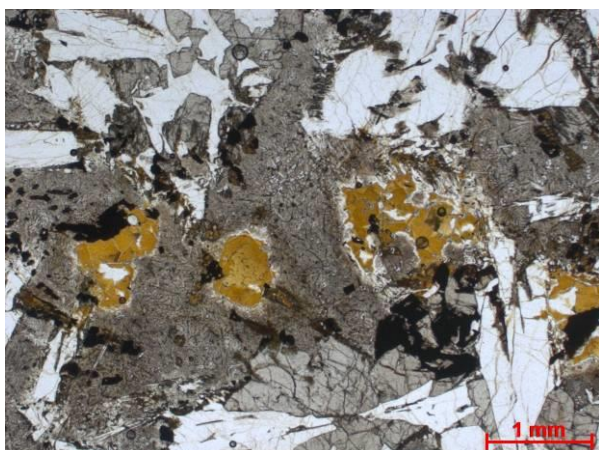


Figura 78 - Cavidades diktitaxíticas associadas a "bolsões" ricos em cristais finos de plagioclásio ocos e com estrutura axiolítica e plumosa. P//. Amostra L24-k1.



Figura 79 - Basalto inequigranular porfirítico da base da unidade 5. P//. Amostra RC99-a.

Unidade 6

A unidade 6 ocorre nas sondagens R20, R16, R42, R37, R1, L1, L24, L118, R25, L71 e L69 e possui espessura de no mínimo 10 m e no máximo 18 m (Figura 80 A - E).

O topo é composto predominantemente por blocos de basalto rico em vesículas (até 60%), as quais são subarredondadas irregulares. Os fragmentos de basalto têm formato subanguloso a subarredondado e tamanho variando de 2 mm até ~10 cm. Os fragmentos de menores tamanhos (< 1 cm) ocorrem na parte superior do topo e são irregulares, angulosos, e apresentam amígdalas e vesículas milimétricas.

A brecha vesicular de topo tem alta porosidade e é frágil, por isso, geralmente o testemunho está bastante quebrado de forma irregular, sendo comuns locais onde não houve a recuperação do testemunho. Esta brecha é clasto suportada, estando muitas vezes cimentada por calcita e zeólita, sendo comum a presença de drusas centimétricas, preenchidas com cristais bem formados destes minerais (Figura 80 C; Figura 81 A). Outras vezes a brecha está pobremente cimentada por material siliciclástico fino (Figura 80 D e E; Figura 81 B).

O núcleo da unidade 6 é composto por basalto afanítico, geralmente maciço (Figura 80 B), mas subordinadamente ocorrem amígdalas estreitas, alongadas e deformadas. Próximo às porções de brecha, geralmente observa-se a interação entre o núcleo e os fragmentos de basalto pouco vesicular (Figura 80 B). Dessa forma, a porção de núcleo puramente maciça, ou seja, sem fragmentos vesiculares englobados é pouco espessa nesta unidade, chegando a no máximo 3 m.

A base desta unidade é composta por brecha clasto suportada, formada por fragmentos angulosos e de tamanhos variados de basalto vesicular/amigdaloidal, localmente cimentados por zeólita e calcita (Figura 80 A). Esta brecha é menos espessa e mais coesa do que a brecha de topo e nem sempre é de fácil identificação, pois muitas vezes os fragmentos de basalto foram intensamente soldados pela lava.



Figura 80 - (A) base da unidade 6 na sondagem L69, composta por fragmentos angulosos de basalto vesicular, cimentados por calcita e zeólita; (B) porção central da unidade 6 na sondagem R1, onde ocorre a porção maciça da unidade e uma porção onde fragmentos de basalto vesicular foram envolvidos pelo maciço; (C) brecha de topo da unidade 6 na sondagem L71, onde os fragmentos angulosos a subarredondados de basalto amigdaloidal são cimentados por calcita e zeólita; (D) e (E) topo da unidade 6 nas sondagens R37 e R1, respectivamente, onde os fragmentos angulosos de basalto vesicular/amigdaloidal estão cimentados principalmente por material sedimentar siliciclástico.

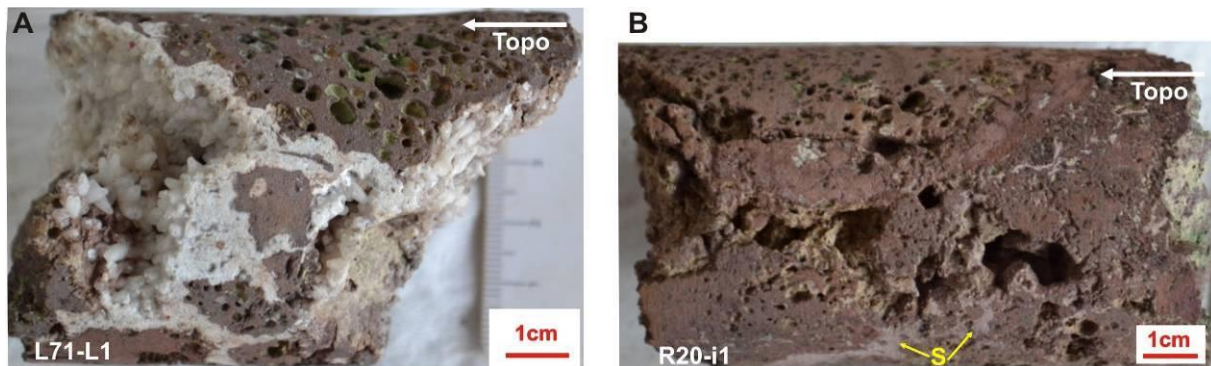


Figura 81 - (A) Brecha do topo da unidade 6, composta por fragmentos de basalto amigdaloidal de tamanhos variados, cimentados por zeólita (Amostra L71-L1); (B) brecha do topo da unidade 6, formada por fragmentos de basalto amigdaloidal de tamanhos variados, com porosidade alta, localmente preenchida por material siliciclástico (S) fino (setas amarelas).

Petrografia

Petrograficamente a brecha de topo é composta por fragmentos angulosos de basalto hipocristalino, variando de amigdaloidal a maciço (fragmentos < 2mm), composto por cerca de 90% de vidro palagonitizado e 10% de cristais subédricos de plagioclásio (<0,2 mm). A porosidade primária, ou seja, as amígdalas e os espaços existentes entre os

fragmentos de basalto estão, muitas vezes, preenchidas por material siliciclástico fino (composto por grãos de quartzo, feldspato e mica), além de carbonato e zeólita (Figura 82 e Figura 83). Na fotomicrografia da Figura 84 observam-se amígdalas com carbonato e uma amígdala com material siliciclástico e posteriormente cimentada por zeólita.

O núcleo da unidade 6 é composto por basalto maciço fino, hipohialino (< 10% vidro intersticial), com textura intergranular localmente intersertal. A assembleia mineral é composta por 45% cristais euédricos a subédricos de plagioclásio (<0,2 mm), 40% cristais subédricos de clinopiroxênio (<0,1 mm) e 5% minerais opacos anédricos. Há traços de microfenocristais euédricos de plagioclásio de 0,7 mm (Figura 85).

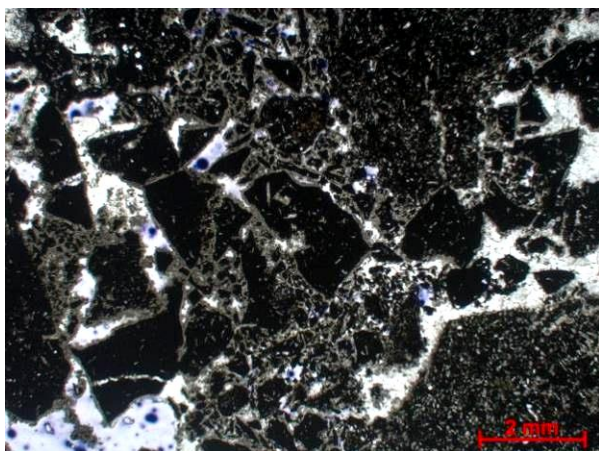


Figura 82 - Brecha clasto suportada do topo da unidade 6, composta por fragmentos angulosos de basalto cimentados por calcita e zeólita. P//. Amostra L69-j1.

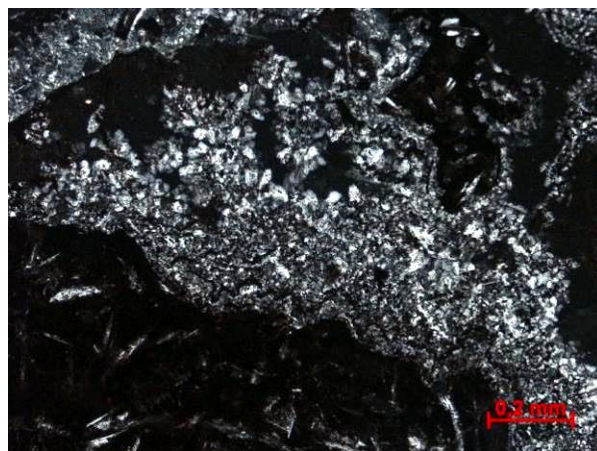


Figura 83 - Zeólita (stilbita) euedrica preenchendo porosidade da brecha de topo da unidade 6. PX. Amostra L24-i.

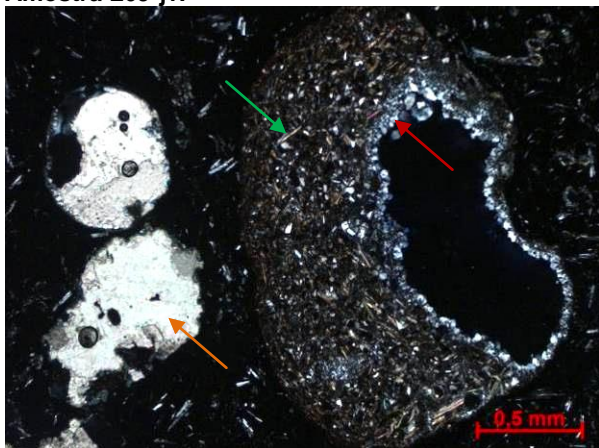


Figura 84 - Fragmento de basalto amigdaloidal onde as amígdalas estão preenchidas por: carbonato (seta laranja), material siliciclástico (seta verde) e zeólita (seta vermelha). PX. Amostra L118-h.

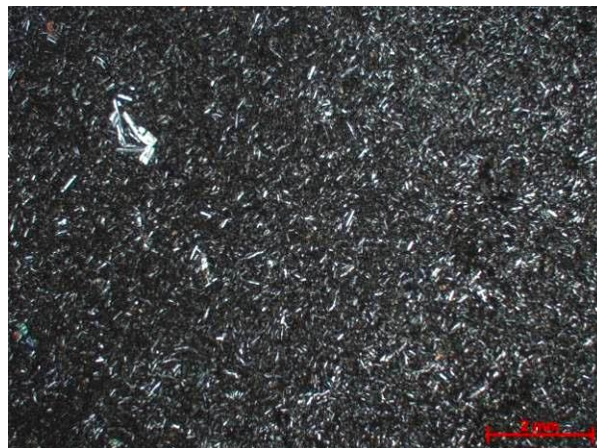


Figura 85 - Basalto maciço fino, hipohialino, com poucos microfenocristais de plagioclásio. Núcleo da unidade 6. PX. Amostra R37-j.

Unidade 7

A unidade 7 ocorre nas sondagens R20, R16, R42, R37, R1, L1, L24, L118, L34, L14, R72, R25, L71, L69 e em campo no afloramento 2. A porção basal desta unidade possui espessura entre 23 e 33 metros e é composta por basalto vesicular/amigdaloidal no topo, seguido por núcleo maciço e base com poucas amígdalas (Figura 86 A a D e Figura 87 A a C).

Nas sondagens R72, L118, R1, L1, R42, R37 e R20 o contato do topo vesicular/amigdaloidal é direto com a base maciça da unidade 8. Este contato é abrupto, definido por um plano subhorizontal aproximadamente retilíneo (Figura 86 C e D). Nestas sondagens ocorre a ligeira diminuição do tamanho e o aumento da concentração de amígdalas/vesículas em direção ao topo.

A fácies vesicular/amigdalodal, da porção superior da unidade 7, possui cavidades arredondadas irregulares, deformadas, alongadas, muitas vezes interligadas por fraturas de abertura milimétrica (Figura 87 A a D). As amígdalas são preenchidas principalmente por celadonita e, subordinadamente, por calcita e zeólita. As vesículas também possuem celadonita formando uma película fina nas bordas das concavidades (Figura 87 C e D). O tamanho das amígdalas e vesículas observadas nos testemunhos varia de 3 mm até > 5 cm, mas em campo estas têm até 15 cm. Localmente ocorrem drusas com tamanho superior ao diâmetro do furo (2 polegadas), preenchidas principalmente por carbonato e zeólita bem formados (Figura 87 B) e fraturas cimentadas por carbonato e zeólita.

O núcleo-base do derrame é composto por basalto cinza médio a cinza rosado, afanítico (Figura 87 E e F). Em geral é pouco fraturado, mas localmente, ocorrem planos de falha subverticais com estrias subhorizontais.

Nas sondagens L34, L14, L71 e R16 ocorrem até 2 metros de brecha matriz suportada, colocada diretamente sobre o basalto amigdaloidal. A brecha é composta por fragmentos irregulares angulosos e fragmentos subarredondados de basalto pouco a muito vesicular/amigdaloidal (10 a 50% de cavidades) (Figura 88 A a C), envoltos por arenito muito fino com matriz siltosa, com estrutura laminada. O arenito é composto por grãos subarredondados de quartzo, feldspato, mica e opacos e esta brecha é muito semelhante à descrita em campo, no topo desta mesma unidade (Figura 36; Figura 37; Figura 38).

No topo do basalto vesicular/amigdaloidal e nos fragmentos que compõem a brecha acima deste, observa-se alteração do basalto para material avermelhado argiloso (Figura 89 A), indicando possível exposição da rocha por tempo suficiente para promover a sua alteração. Na brecha matriz suportada na sondagem L14, por exemplo, os fragmentos de basalto estão alterados e a matriz da brecha está intensamente avermelhada, provavelmente devido à percolação de hidróxido de ferro provindo do basalto alterado (Figura 88 A; Figura 89 B).

Nas sondagens L24 e L69 ocorre, acima da porção vesicular/amigdaloidal, uma camada de espessura bastante variável, 9 m (L69) e 15 m (L24), composta por basalto vesicular/amigdaloidal (núcleo/base) com autobrecha (clasto suportada) no topo. Os fragmentos de basalto que compõem a autobrecha possuem tamanhos variando de poucos milímetros até > 10 cm e a matriz entre eles é siliciclástica fina (Figura 90 A e B), com cimentação por zeólita e calcita localizada. As amígdalas e vesículas são irregulares e apresentam tamanho variando de 2 mm a 1 cm de diâmetro. Na sondagem L24 esta camada é bastante caótica, onde predomina a brecha clasto suportada (~12 m) em relação ao basalto amigdaloidal (~3 m) localizado na base. O contato desta camada com a base da unidade 8 é brusco e sempre marcado por fragmentos avermelhados de basalto na brecha e abundância de matriz siliciclástica em comparação com o restante da brecha. Em campo são observados lobos de pequenas dimensões (Figura 39; Figura 40) exatamente entre as unidades 7 e 8, e estes lobos também são avermelhados, com indícios de alteração.

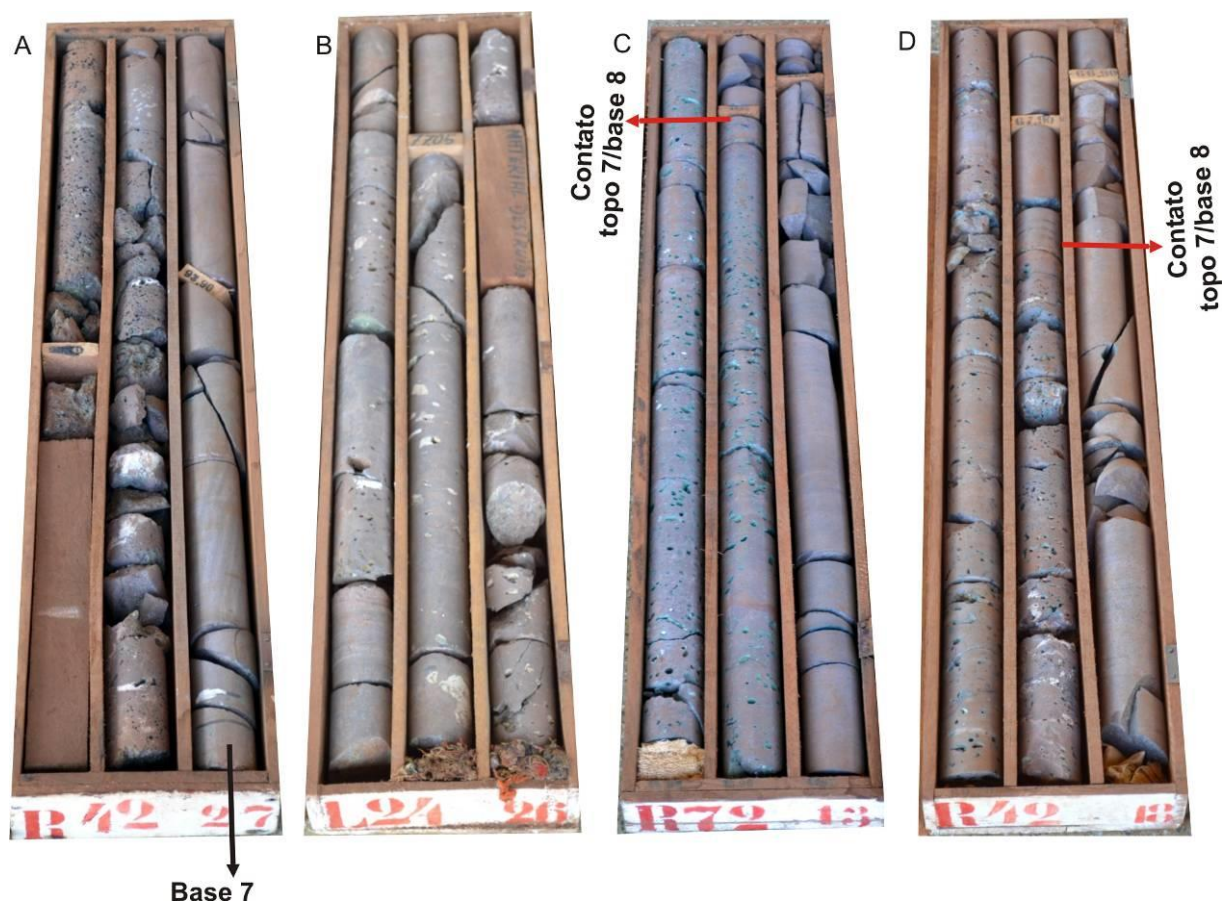


Figura 86 - (A) base da unidade 7 na sondagem R42, composta por basalto predominantemente maciço, com amígdalas apenas nos 10 cm logo acima do contato com a brecha da unidade 6; (B) porção vesicular/amigdaloidal da unidade 7 na sondagem L24; (C) topo da unidade 7 com superfície retilínea e suave (sondagem R72) em contato com a base da unidade 8, onde se observa a diminuição do tamanho das amígdalas/vesículas em direção ao topo; (D) topo da unidade 7 com superfície retilínea e suave (sondagem R42).

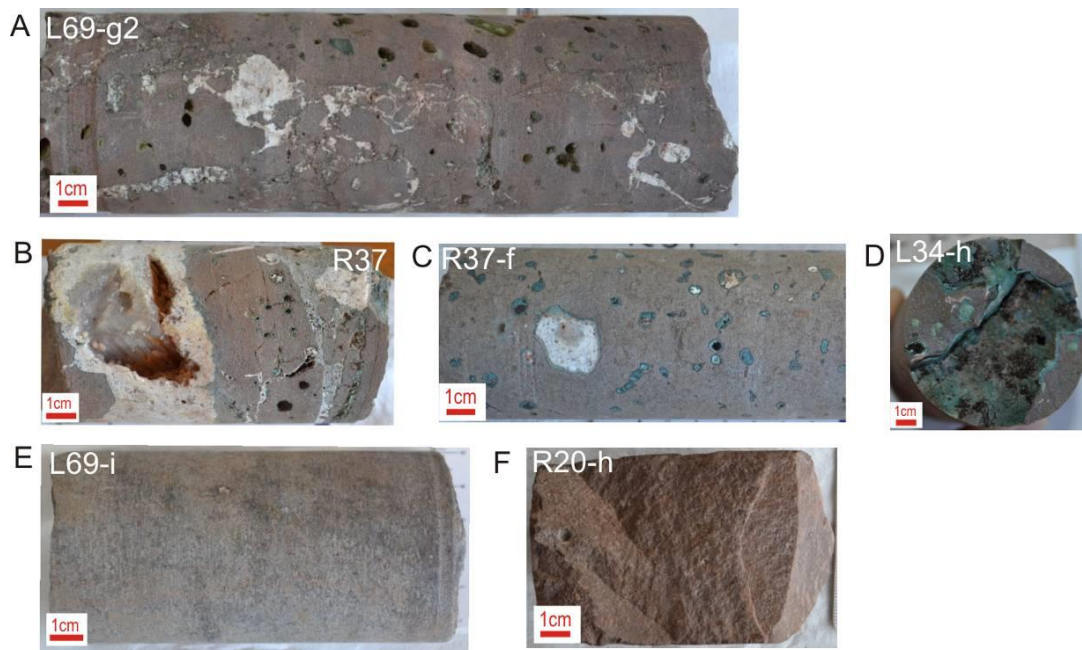


Figura 87 - (A) basalto vesicular/amigdaloidal com cimentação da porosidade primária por carbonato e zeólita; (B) drusa preenchida por zeólita no topo da unidade 7; (C) basalto amigdaloidal da unidade 7, com amígdalas totalmente a parcialmente preenchidas por carbonato e celadonita; (D) megavescícula em basalto da unidade 7; (E) basalto afanítico, maciço cinza médio da base/núcleo da unidade 7; (F) basalto afanítico cinza rosado da base da unidade 7.

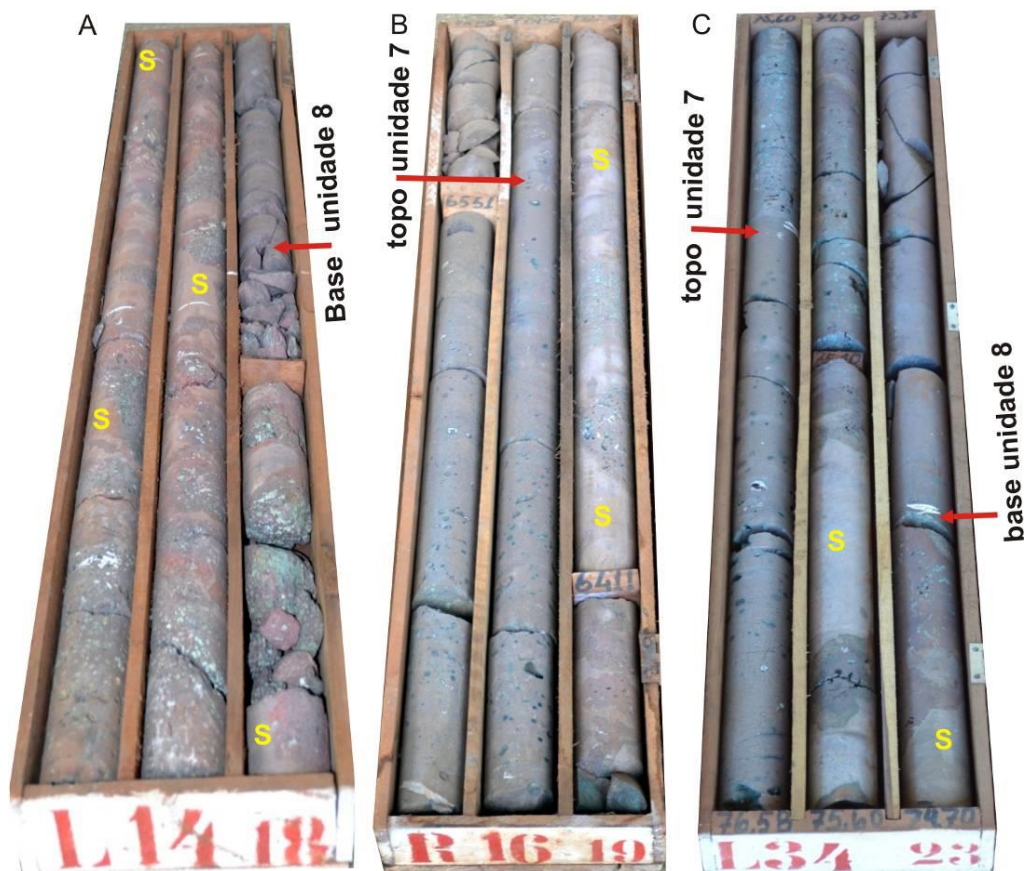


Figura 88 - (A) brecha matriz suportada localizada entre as unidades 7 e 8, composta por fragmentos subangulosos a subarredondados de basalto vesicular/amigdaloidal envoltos por matriz siliciclástica fina, laminada; (B) e (C) topo da unidade 7 nas sondagens R16 e L34, respectivamente, com brecha matriz suportada composta por fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal envoltos por matriz siliciclástica fina.

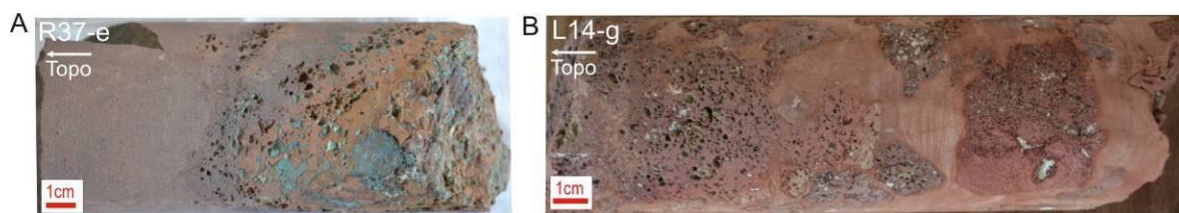


Figura 89 – (A) basalto vesicular/amigdaloidal do topo da unidade 7, em contato com a base da unidade 8, intensamente alterado para material castanho argiloso; (B) brecha matriz suportada, localizada entre as unidades 7 e 8, com fragmentos de basalto alterados e matriz siliciclástica fina laminada.

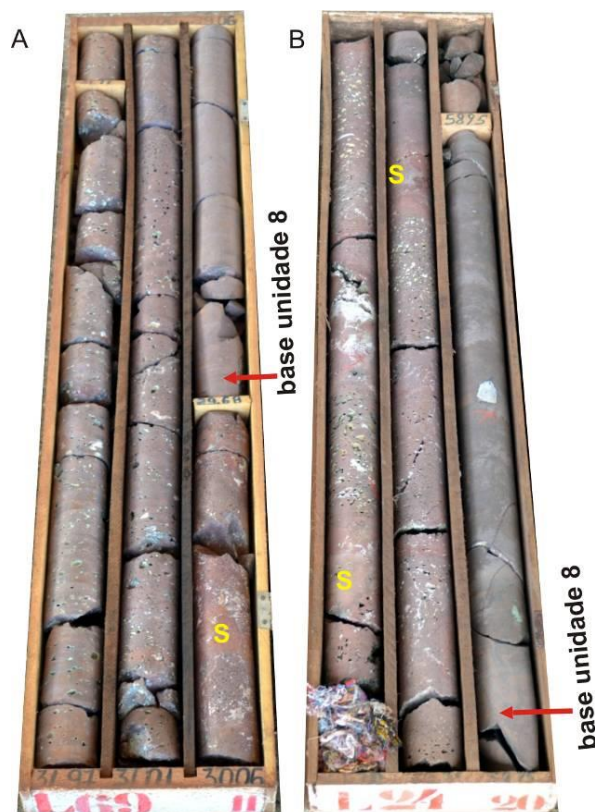


Figura 90 - (A) camada vesicular/amigdaloidal, com topo brechado (~40 cm de brecha clasto suportada com matriz siliciclástica), localizada entre as unidades 7 e 8; (B) Na sondagem L24 a espessura da brecha chega a 12 m, onde a matriz é siliciclástica fina e pouco abundante. O contato desta camada com a base da unidade 8 é brusco e sempre marcado por fragmentos de basalto avermelhados e maior porcentagem de matriz siliciclástica.

Petrografia

A unidade 7 é composta por basalto subafricano, inequigranular hipohialino no topo (com traços de vidro vulcânico intersticial) o qual passa para holocristalino em direção ao núcleo (Figura 91 e Figura 92). A textura predominante desta unidade é intergranular, localmente intersertal (crosta superior), com estrutura amigdaloidal. As amígdalas variam de arredondadas a alongadas, em lâmina possuem até 10 mm de tamanho e estão preenchidas por quartzo, zeólita e celadonita (Figura 92 e Figura 93). São frequentes as cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita e argilominerais (Figura 94 e Figura 95).

A assembleia mineral primária é composta por traços de fenocristais de plagioclásio de até 2,4 mm (Figura 92 e Figura 96); 45-60% de cristais euédricos de plagioclásio, com

até 0,4 mm, compondo a matriz da rocha; 40-50% de cristais subédricos de piroxênio, com tamanho variando de 0,3 a < 0,1 mm; 5-10% de minerais opacos subédricos; no topo da unidade há até 20% de vidro vulcânico oxidado (Figura 91).

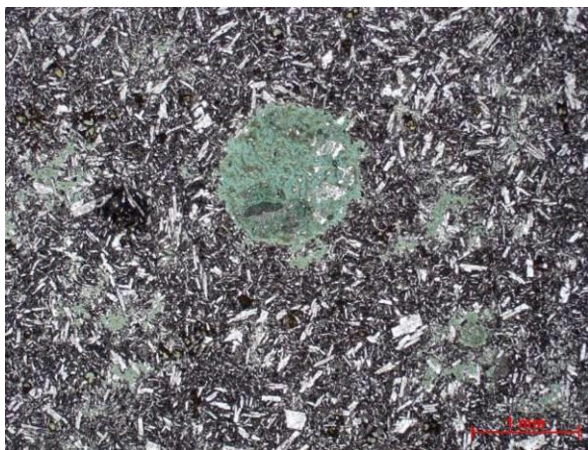


Figura 91 - Basalto amigdaloidal com texturas intersertal e diktitaxítica. Topo da unidade 7. Amostra 2L. P//.

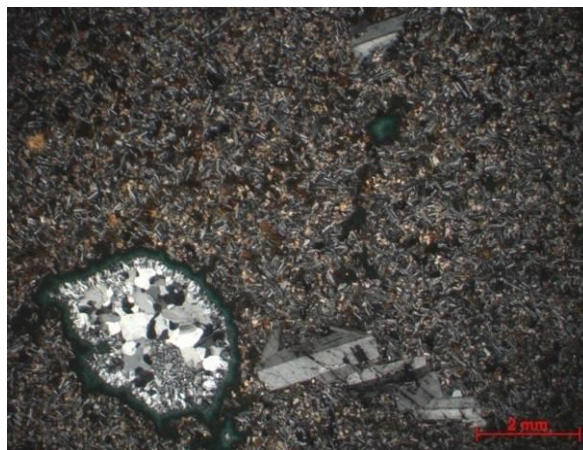


Figura 92 - Basalto inequigranular subafírico, com amígdala preenchida por celadonita e quartzo. Amostra 2I. PX.

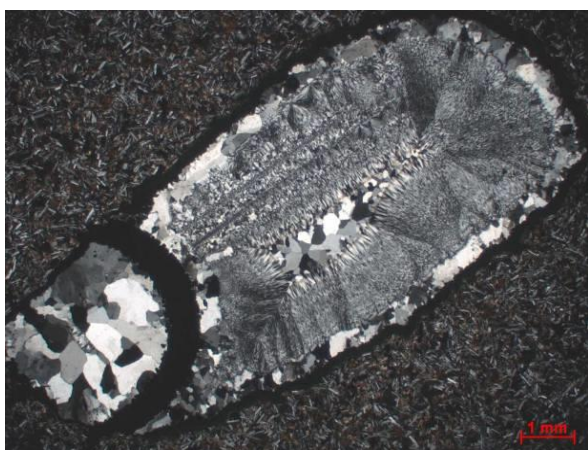


Figura 93 - Amígdala de 1 cm, alongada e preenchida por celadonita, quartzo e calcedônia. Amostra 2J. PX.

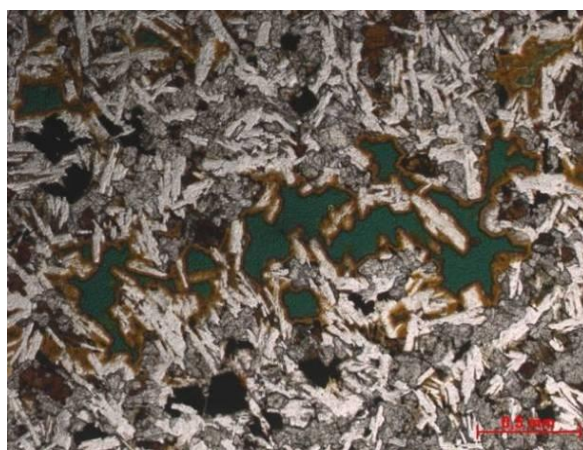


Figura 94 - Cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita. Amostra 2I. P//.

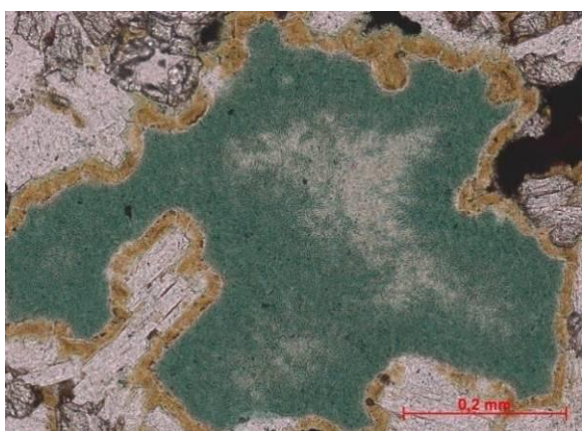


Figura 95 - Cavidade diktitaxítica com borda argilizada e preenchida por celadonita acicular. Amostra 2J. P//.

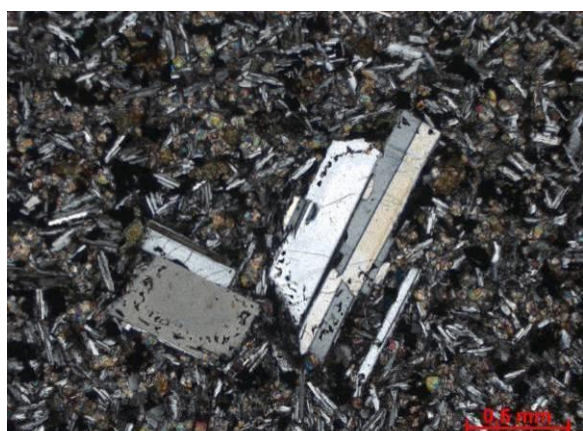


Figura 96 - Fenocristais de plagioclásio com textura em peneira. Amostra L24-h. PX.

Unidade 8

A unidade 8 ocorre nas sondagens R20, R16, R42, R37, R72, L24, L118, L34, L48, L49, L14, L71 e L69 e, em campo, no afloramento 2. Possui espessura variando de 13 a 19 m e é composta por basalto afanítico cinza a cinza rosado. A cota mínima de ocorrência é 138 m (sondagem L14) e a máxima é 172 m (sondagem R20).

O topo desta unidade é composto por basalto cinza rosado, afanítico, intensamente vesicular/amigdaloidal (Figura 97A-D). A concentração estimada de amígdalas e vesículas chega a 50% do volume da rocha no topo da camada. Ocorrem, ao menos, 4 modas de cavidades, classificadas de acordo com o diâmetro:

- Moda 1: definida por geodos ou drusas pouco frequentes, com diâmetro > 8 cm, preenchidos principalmente por cristais de quartzo e calcita (Figura 97C).
- Moda 2: definida, principalmente, por vesículas e amígdalas parcialmente preenchidas por calcita, cujo diâmetro médio é de 2 cm. Possuem formato arredondado esférico (Figura 97C) e predominam na porção mediana do topo.
- Moda 3: é a moda mais frequente, definida por amígdalas e vesículas arredondadas esféricas com, em média, 0,5 cm de diâmetro. O preenchimento principal é por celadonita e, subordinadamente, ocorre calcita (Figura 97C-D). Distribuem-se ao longo de todo o topo vesicular/amigdaloidal.
- Moda 4: esta moda é definida por cavidades com formatos irregulares angulosos e tamanho inferior a 2 mm (Figura 97D), possivelmente cavidades diktitaxíticas, as quais ocorrem também no núcleo da unidade.

O núcleo é composto por basalto cinza rosado, afanítico e maciço (Figura 97E), onde, com a ajuda de lupa de bolso, observam-se cavidades irregulares angulosas, < 1 mm, provavelmente cavidades diktitaxíticas. Na base ocorrem raras amígdalas arredondadas esféricas com, em média, 0,3 mm de diâmetro. Localmente ocorrem cilindros de amígdalas de ~5 cm de diâmetro, onde as amígdalas são irregulares, têm ~1 cm e estão preenchidas principalmente por celadonita.

Petrografia

A unidade 8 é composta por basalto de cor cinza rosado, o qual possui fácies amigdaloidal no topo, seguida por fácies com textura diktitaxítica, fácies maciça no núcleo e base pouco vesicular.

A fácies de topo é composta por basalto equigranular, localmente porfirítico, hipohialino, amigdaloidal (Figura 98) com textura intergranular a intersertal. É composto por:

40-55% de cristais euédricos de plagioclásio com 0,3-0,5 mm; 25-40% de cristais subédricos de clinopiroxênio <0,3 mm (Figura 99); até 5% de cristais subédricos de olivina (< 0,2 mm); e traços de minerais opacos em meio à matriz vítrea (10-30%).

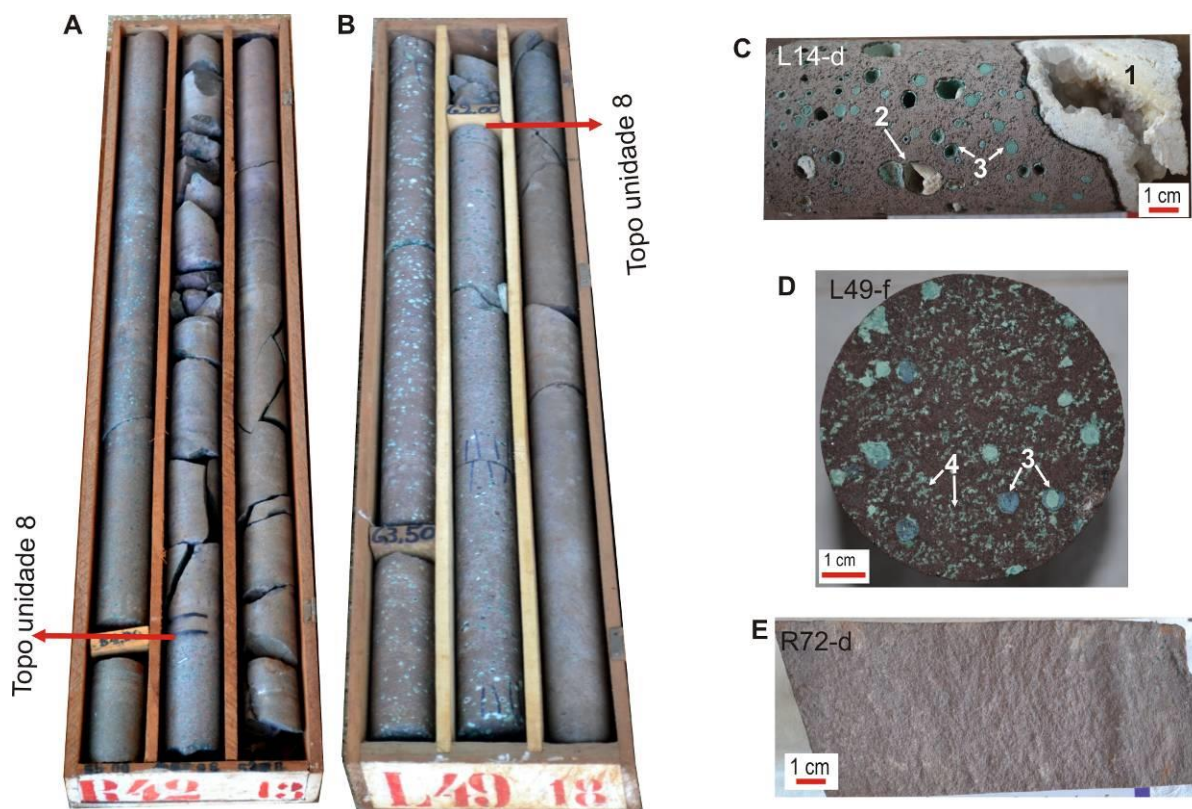


Figura 97 - (A) e (B) basalto amigdaloidal no topo da unidade 8 em contato abrupto com a base da unidade 9; (C) Basalto amigdaloidal/vesicular do topo da unidade 8, com 3 modos de cavidades descritas (1) 8 cm, (2) ~2 cm, (3) 0,5 cm; (D) moda 4 <0,2 cm; (E) basalto cinza rosado, maciço e afanítico do núcleo da unidade 8.

As amígdalas observadas ao microscópio possuem de 2 a 5 mm de diâmetro (moda 3), são arredondadas esféricas e estão preenchidas por clorita, carbonato, quartzo e zeólita formando zonas, nesta ordem (Figura 100 e Figura 101).

No núcleo da unidade as amígdalas dão lugar às cavidades diktitaxíticas (Figura 102 e Figura 103) e há maior porcentagem de cristais e menor porcentagem de vidro (15%) do que no basalto de topo. A textura predominante é intergranular, localmente intersertal.

A assembleia mineral primária é composta por: 40-50% de cristais euédricos de plagioclásio de, em média, 0,5 mm; 30-35% de cristais subédricos de piroxênio de, em média, 0,4 mm; traços de olivina (Figura 104); traços de minerais opacos subédricos; e 15% de vidro vulcânico intersticial (Figura 103).

Na base o basalto é subafírico, hipohialino, com textura intergranular, localmente intersertal e apresenta raras amígdalas (Figura 105). A assembleia mineral primária é composta por raros fenocristais euédricos de plagioclásio de até 1,2 mm e traços de

fenocristais euédricos de clinopiroxênio de 0,7 mm. Na matriz ocorre 60-40% de cristais euédricos de plagioclásio com em média 0,5-0,3 mm; 35-45% de cristais subédricos de clinopiroxênio com tamanho variando de 0,4-0,1 mm; 5-10% de minerais opacos subédricos; até 10% de vidro vulcânico intersticial; traços de ortopiroxênio euédrico a subédrico; traços de apatita. É rara a presença de cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilominerais.

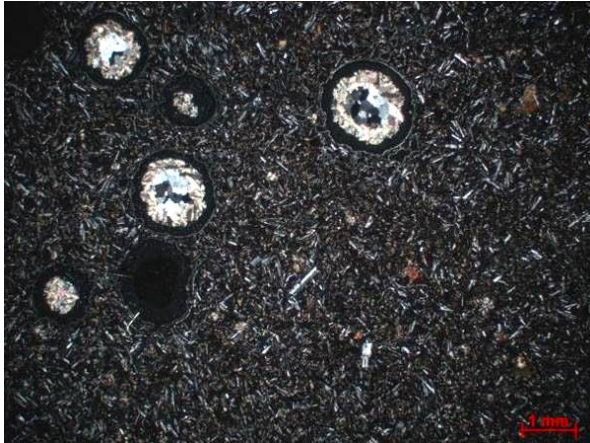


Figura 98 - Basalto hipocristalino amigdaloidal do topo da unidade 8. PX. Amostra 2F.

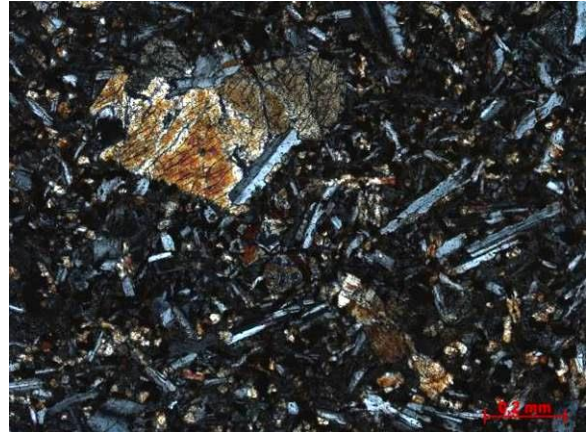


Figura 99 - Cristais euédricos de plagioclásio e subédricos de clinopiroxênio no basalto hipocristalino amigdaloidal. PX. Amostra 2F.

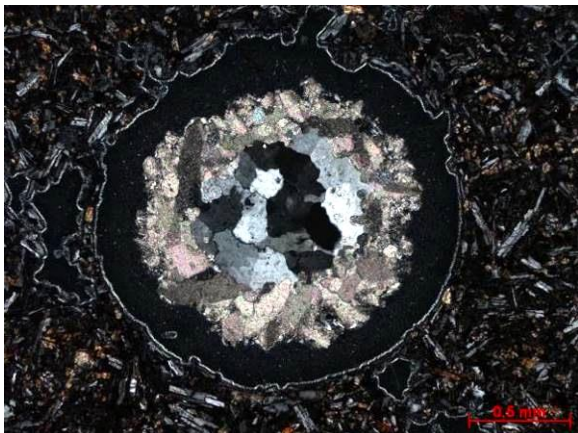


Figura 100 - Amígdala com clorita, carbonato e quartzo, nesta ordem, das bordas para o centro. PX. Amostra 2F.

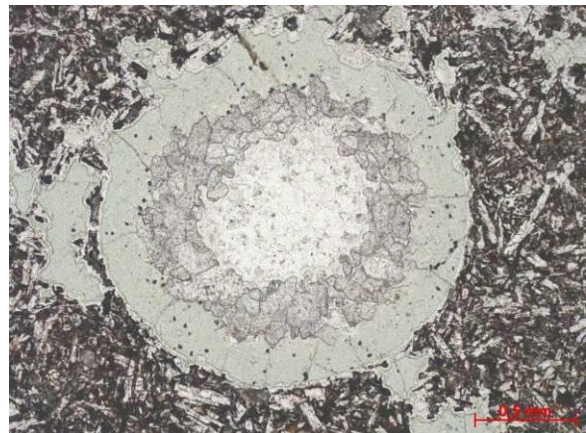


Figura 101 - Amígdala com clorita, carbonato e quartzo, nesta ordem, das bordas para o centro. P//. Amostra 2F.

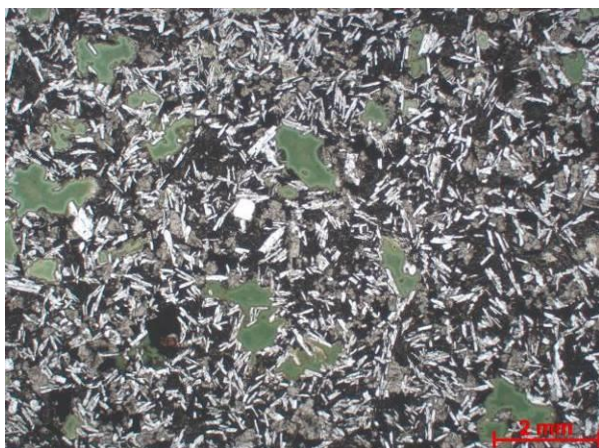


Figura 102 - Basalto hipohialino com cavidades diklitaxíticas preenchidas por celadonita. Núcleo unidade 8. PX. Amostra L24-e.

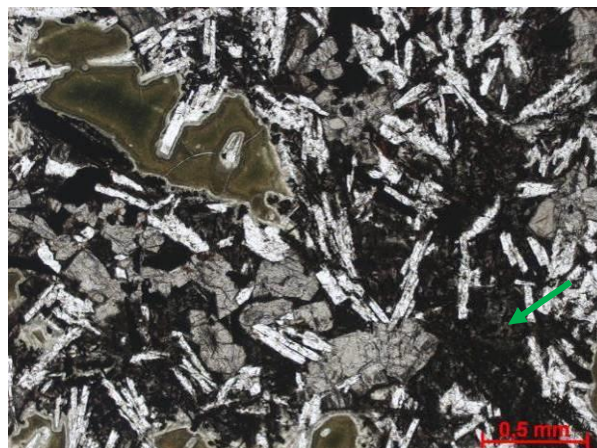


Figura 103 - Cavidade diklitaxítica (à esquerda), preenchida por argilominerais, e presença de vidro vulcânico intersticial (seta verde). P//. Amostra L24-e.

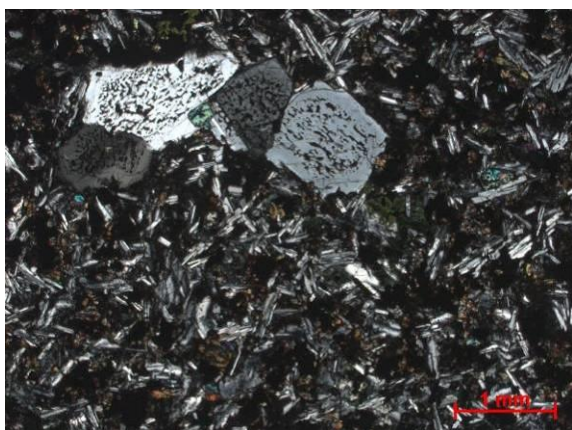


Figura 104 - Cristais subédricos de plagioclásio, < 1 mm, com textura em peneira. Núcleo da unidade 8. PX. Amostra L69-C.



Figura 105 - Basalto equigranular fino, hipohialino e amigdaloidal. Base da unidade 8. PX. Amostra R20-e.

Unidade 9

A unidade 9 é composta por fluxos coerentes e fluxos autobrechados, pouco espessos quando comparados aos fluxos das unidades 8 e 10, com espessura total (presente nas sondagens) variando de < 1m até 9 m. Em campo esta unidade ocorre no afloramento 2 com espessura variando de 4 a 6 metros, onde apresenta base composta por basalto maciço e topo composto por brecha predominantemente clasto suportada e localmente matriz suportada, composta por fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal e matriz sedimentar fina.

Nas sondagens R20, R16 e R72 (porção oeste da área de estudo) a camada é composta por blocos de basalto vesicular no topo e na base, formando brechas clasto suportadas, e o núcleo da unidade é maciço (Figura 106 A e B). Nas sondagens L118, L87, L24, L34, L48, L49, L14, L71 e L69 (porção leste da área de estudo) o topo é composto por fragmentos angulosos de basalto vesicular, sob o qual ocorre um nível vesicular

amigdaloidal (amígdalas arredondadas irregulares, não esféricas) e a base é maciça (Figura 107). Nas sondagens R42 e R37 são reconhecidos 3 fluxos em cada, os quais serão detalhados na sequência.

Sondagens R20, R16 e R72:

O topo da unidade 9 nas sondagens R20, R16 e R72 apresenta contato abrupto e irregular com a camada 10 e, assim como a base da unidade, possui brecha clasto suportada composta por blocos subarredondados de basalto vesicular (Figura 106). A matriz é subordinada, composta por material sedimentar fino (arenito fino com matriz siltosa), o qual muitas vezes preenche as amígdalas dos fragmentos de basalto. É comum a presença de calcita e zeólita preenchendo os espaços milimétricos entre os fragmentos de basalto vesicular e, quando o espaço entre estes fragmentos é centimétrico, é comum a ocorrência de drusas preenchidas por cristais de quartzo, carbonato e zeólita bem formados. Em geral os testemunhos nesta porção estão quebrados em fragmentos irregulares, principalmente no topo, onde os fragmentos têm expressivo volume de vesículas (até 60%). O tamanho dos fragmentos de basalto vesicular aumenta do topo em direção ao núcleo, o qual é composto por basalto afanítico, maciço, cinza claro a cinza rosado. Próximo à base e ao topo, é possível observar que alguns fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal foram englobados pelo núcleo maciço.

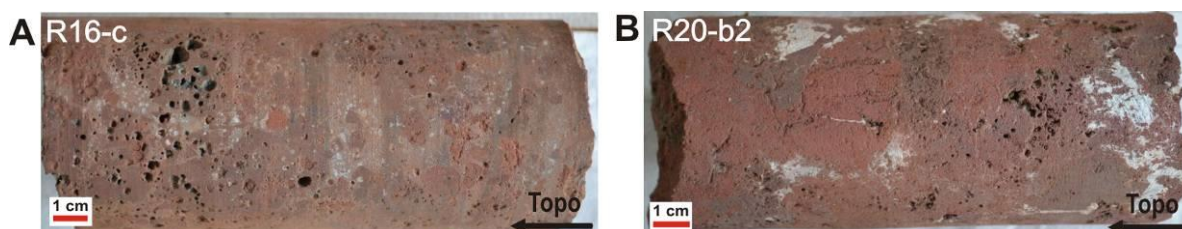


Figura 106 - (A) Brecha clasto suportada (base da unidade 9) composta por fragmentos subarredondados irregulares de basalto vesicular e fragmentos subarredondados de basalto microvesicular alterado, envoltos por matriz sedimentar fina (arenito fino com matriz siltosa). Amostra R16-c; (B) Brecha clasto suportada do topo da camada, composta por fragmentos subarredondados irregulares de basalto vesicular, localmente cimentada por calcita. Amostra R20-b2.

Sondagens L118, L87, L24, L34, L48, L49, L14, L71 e L69:

Nas sondagens L118, L87, L34, L48, L49, L14, L71 e L69 (porção leste da área de estudo) no topo da unidade 9 há autobrecha composta por fragmentos angulosos, alguns com formatos poliedrais e outros em lascas, com percentual de amígdalas e vesículas de até 60% (Figura 107). As cavidades são arredondadas deformadas, irregulares, e variam de 1 mm até 1 cm de tamanho. O tamanho dos fragmentos é bastante variado, onde há populações milimétricas e decimétricas (Figura 107 A, B e C).

Muitas vezes ocorre cimentação por calcita nos poros existentes entre fragmentos, mas o mais comum é a presença de matriz sedimentar fina, provavelmente infiltrada entre os clastos. Logo abaixo da autobrecha ocorre basalto vesicular/amigdaloidal, onde o tamanho e a concentração de cavidades diminuem gradativamente até chegar ao núcleo/base, onde o basalto é maciço e afanítico (Figura 107 D, E e F).



Figura 107 - (A) e (B) testemunhos das sondagens L71 e L49, mostrando o topo fragmentado da unidade 9 na porção leste da área de estudo. A autobrecha é constituída por fragmentos angulosos, com formato de lascas e blocos, de basalto vesicular envolto por matriz sedimentar fina. (C) amostra do topo da unidade 9 na sondagem L71, onde ocorrem fragmentos angulosos de basalto vesicular de tamanhos variados, envoltos por matriz sedimentar fina; (D) porção amigdaloidal da unidade 9; (E) basalto cinza acastanhado com poucas amígdalas; e (F) núcleo-base composto por basalto maciço afanítico.

Sondagens R42 e R37:

Na sondagem R42, logo acima do contato com a unidade 8, ocorrem 2 fluxos coerentes (4,3 m e 1,6 m, respectivamente), compostos por topo vesicular/amigdaloidal e núcleo maciço. Sobre estes, ocorre um fluxo (2,2 m no total) com topo autobrechado (Figura 108 A) e base/núcleo maciço. Na sondagem R37 ocorrem 3 fluxos autobrechados, compostos predominantemente por fragmentos de basalto vesicular/amigdaloidal. Nesta sondagem o contato do fluxo superior da unidade 9 com a unidade 10 é abrupto (Figura 109 A) onde a autobrecha de topo é clasto suportada (formada por fragmentos subarredondados de basalto vesicular) e está bem consolidada. Os contatos entre os fluxos basal e intermediário desta unidade (na sondagem R37) são marcados por níveis de ~40 cm de

arenito muito fino, formando brecha matriz suportada, localmente clasto suportada (Figura 109 B e C). Nestas brechas os fragmentos de basalto vesicular possuem tamanho inferior a 1 cm, com as bordas curvoplanares (Figura 108B) com textura *jig-saw* e estão alterados para material argiloso avermelhado.

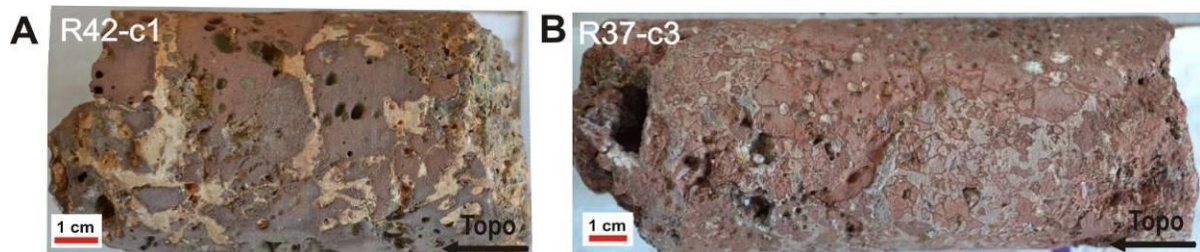


Figura 108 – (A) Brecha clasto suportada do topo do derrame, composta por fragmentos de tamanhos variados, subarredondados irregulares de basalto vesicular, envoltos por cimento carbonático alterado. Amostra R42-c1; (B) Brecha da base da camada, composta por fragmento decimétrico de basalto vesicular alterado, com textura *jig-saw* na borda e fragmentos < 1 cm, com bordas curvoplanares envoltos por material sedimentar. Amostra R37-c3.

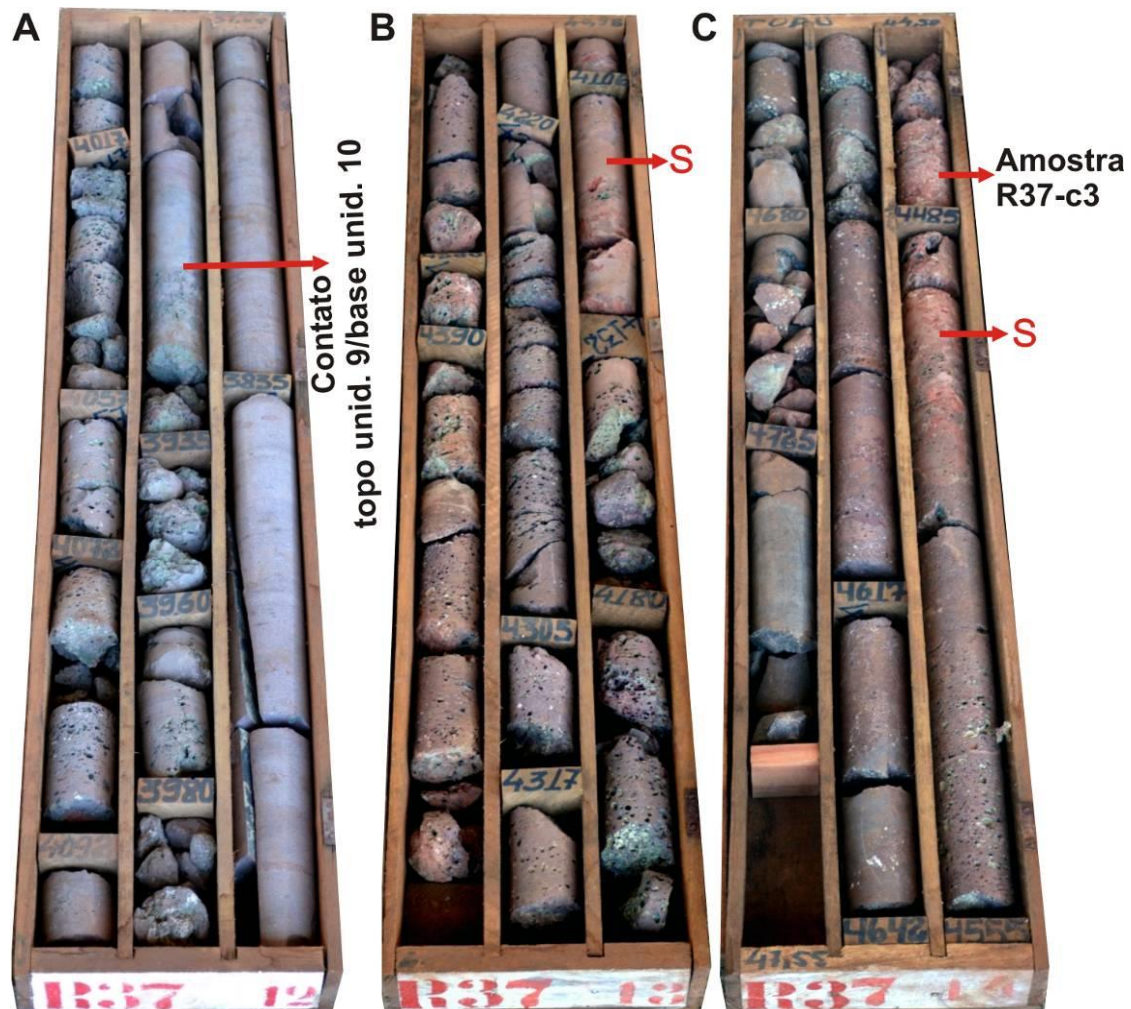


Figura 109 - (A) contato entre o topo da unidade 9 na sondagem R37 com a base da unidade 10; (B) nível rico em material sedimentar (S), formando brecha matriz suportada com clastos de basalto alterado, separando fluxos da unidade 9; e (C) outro nível rico em material sedimentar (S) separando fluxos da unidade 9. Local de coleta da amostra R37-c3 indicado.

Petrografia

A brecha clasto suportada descrita em afloramento e na sondagem L24 é composta por fragmentos de basalto com grau de vesiculação variada – desde muito vesiculares a pouco vesiculares – e a matriz da brecha possui composição quartzo-feldspática-micácea, com granulação inferior a 0,1 mm (Figura 110, Figura 112 e Figura 113).

Os fragmentos de basalto têm formato irregular, são hipocristalinos, microporfíricos, possuem textura intersertal, são predominantemente amigdaloidais e subordinadamente ocorrem fragmentos maciços. Os fragmentos de basalto maciço são compostos por, em média: 15% de microfenocristais de plagioclásio euédricos a subédricos, ripiformes, com até 0,6 mm de tamanho, os quais estão pouco alterados; traços de microfenocristais de piroxênio, com tamanho médio de 0,1 mm, alterados; 85% de matriz composta por vidro vulcânico oxidado e pouco alterado. Em alguns fragmentos se observam cristais de plagioclásio muito finos em meio ao vidro oxidado (Figura 111). Os fragmentos de basalto amigdaloidal (Figura 114) possuem: 5-35% de microfenocristais de plagioclásio < 0,5 mm; 5% de mineral máfico alterado; 60-85% de vidro vulcânico; e 10% de amígdalas preenchidas por carbonato.

O material sedimentar, que compõe a matriz/cimento da brecha, é muito fino, pouco maduro composto por grãos subangulosos de quartzo, plagioclásio e mica, inferiores a 0,1 mm. Ocorre laminação plano-paralela marcada por níveis de granulometria mais fina, ricos em mica (em geral orientada) que estão oxidadas (Figura 112 e Figura 113). Esta matriz preenche amígdalas que ocorrem nas bordas dos fragmentos de basalto (Figura 114) e, localmente, há fragmentos irregulares, com 0,3 a 1,3 mm, de vitrófiro basáltico microporfírico dentro do sedimento. O contato com os fragmentos de basalto é abrupto, muitas vezes em planos curvilíneos, outras vezes com formato irregular/ameboide, provavelmente devido à presença das vesículas nas bordas dos fragmentos.

Em algumas porções do núcleo maciço dos fluxos que compõem a unidade 9 observam-se sutis diferenças texturais que indicam a presença de fragmentos de basalto, provavelmente provenientes do topo brechado, que foram englobados pela lava do núcleo (Figura 115 e Figura 116). Em geral, o teor de microfenocristais é semelhante, entretanto, enquanto os fragmentos de basalto são amigdaloidais (Figura 116) com matriz vítrea oxidada, a rocha que os envolve é maciça e a matriz não está oxidada.

O basalto do núcleo é hipohialino, com textura intergranular localmente intersertal, subafírico, onde é comum a presença de traços de cavidades diktitaxíticas preenchidas por celadonita. Ocorrem traços de fenocristais de augita e de plagioclásio (~2 mm) subédricos e com textura em peneira (Figura 117).

Na sondagem R37 ocorre uma brecha matriz suportada, localmente clasto suportada, a qual é composta por fragmentos curvilineares de basalto envoltos por material

sedimentar fino. Os fragmentos de basalto são microporfíricos, hipocristalinos, com fraturas perlíticas, textura *jigsaw* (quebra-cabeça) e estão palagonitizados (Figura 108 B e Figura 118). A matriz é fina (tamanho silte), composta predominantemente por grãos subangulosos a subarredondados de quartzo, feldspato, mica, mineral opaco e grãos avermelhados (oxidados) (Figura 119). Esta rocha é classificada como brecha hialoclástica devido ao formato e textura dos fragmentos basálticos, os quais indicam formação a partir do choque térmico da lava e consequente fragmentação desta, gerando clastos vítreos.

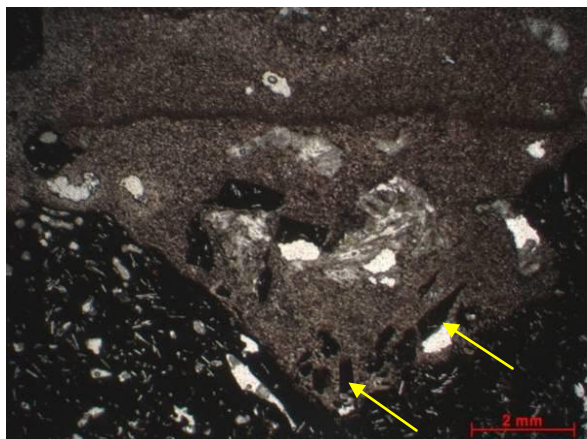


Figura 110 - Matriz sedimentar laminada com inclusões de fragmentos angulosos de basalto vítreo (setas amarelas). P//. Amostra 2c.

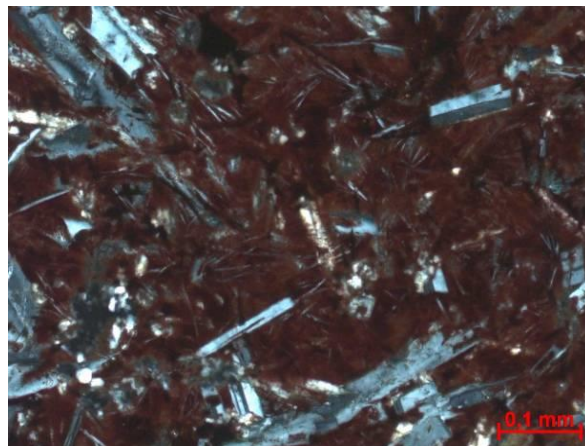


Figura 111 - Matriz vítrea oxidada, com micrólitos de plagioclásio. PX. Amostra L24-c.

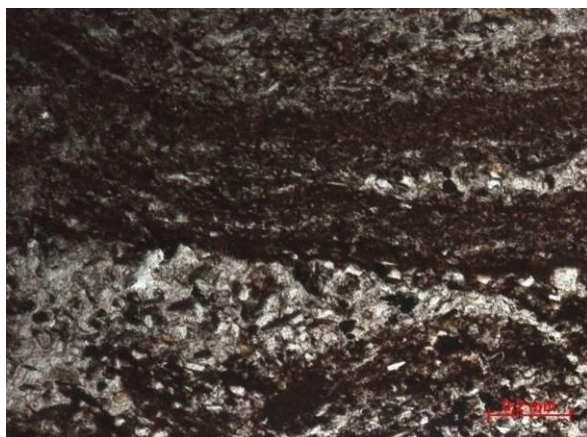


Figura 112 - Detalhe do sedimento laminado, onde os níveis escuros são ricos em cristais orientados de mica oxidada, enquanto os níveis claros são ricos em quartzo e feldspato. P//. Amostra 2c.

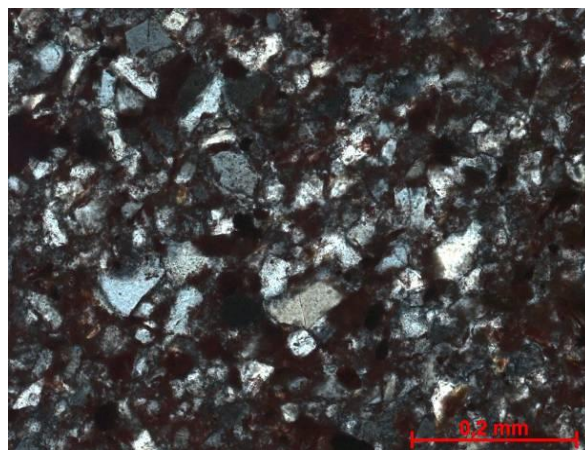


Figura 113 – Matriz da brecha composta por grãos angulosos de quartzo, feldspato e mica. PX. Amostra L24-c.

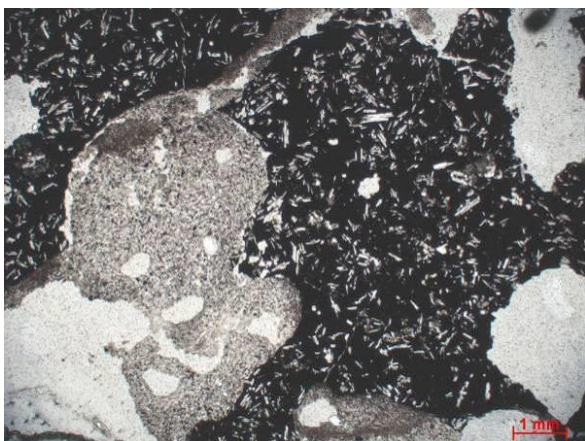


Figura 114 - Amígdala e fratura em fragmento de basalto, preenchidas pelo sedimento que constitui a matriz da brecha. P//. Amostra 2c.



Figura 115 - Basalto com feições texturais que indicam interação entre a lava com fragmentos de basalto parcialmente solidificados, derivados da crosta autobrechada. P//. L71-c.

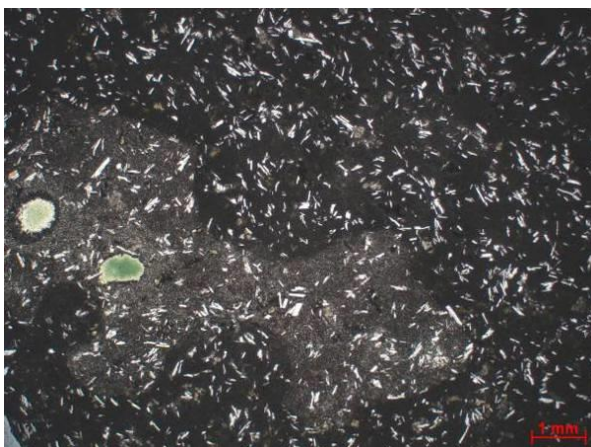


Figura 116 - Fragmento de basalto amigdaloidal com formato ameboide, envolto por matriz basáltica. Amostra 2E. PX.



Figura 117 - Porção do núcleo da unidade 9 com fenocristais de feldspato com textura em peneira, cavidades diktytaxíticas preenchidas por celadonita. P//. L71-d.



Figura 118 - Fragmentos de basalto hipocristalino porfirítico, com bordas curvilineares e textura "quebra-cabeça", envoltos por matriz fina composta por quartzo, feldspato e mica. P//. R37-c3.

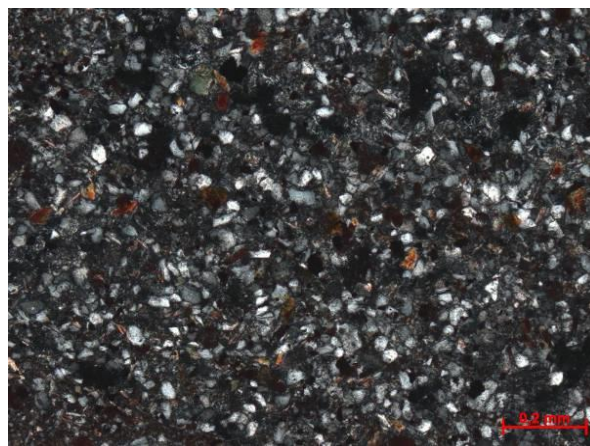


Figura 119 - Matriz da brecha matriz suportada, composta por grãos subarredondados a subangulosos de quartzo, feldspato, mica, opacos e grãos oxidados. PX. R37-c3.

Unidade 10

A unidade 10 possui até 40 m de espessura e é a mais nova da sequência estudada. Ocorre nas sondagens R20, R16, R42, R37, R72, L24, L118, L87, L34, L48, L49, L14, L71 e L69 e, em campo, no afloramento 1. É constituída por basalto afanítico, com poucas amígdalas na base, núcleo maciço e topo pouco vesicular/amigdaloidal. Ocorrem planos de falhas subverticais, com estrias e *steps* subhorizontais, preenchidos por carbonato e com ocorrências localizadas de cobre nativo.

No topo da unidade o basalto é cinza rosado, afanítico, com poucas vesículas e até 10% de amígdalas esbranquiçadas, preenchidas por carbonato e quartzo, e esverdeadas preenchidas provavelmente por celadonita ou malaquita. Estas cavidades são, em geral, arredondadas, esféricas ou alongadas na horizontal e possuem até 2 cm de tamanho (Figura 120 A). São menores e mais frequentes no topo e maiores e menos frequentes em direção ao núcleo.

No núcleo o basalto é cinza médio, afanítico e predominantemente maciço (Figura 120 B), com traços de vesículas alongadas arredondadas, esparsamente distribuídas. Na base o basalto é cinza rosado, afanítico e com até 5% de amígdalas arredondadas esféricas, de até 3 mm de diâmetro, preenchidas por celadonita (Figura 120 C).

Em algumas sondagens (L24, L118, L34, L49 e L14) no terço superior do núcleo, observam-se níveis de pegmatitos básicos de composição semelhante ao basalto, porém com granulação grossa (Figura 120 A e Figura 121 A e B). Estes níveis pegmatíticos possuem entre 5 e 50 cm de espessura e são compostos por: cristais euédricos ripiformes de plagioclásio, cristais prismáticos de piroxênio e subédricos de minerais opacos. Em alguns pegmatitos observam-se cavidades irregulares, angulosas, com até 3 cm de tamanho, preenchidas por carbonato (Figura 121 B).

Petrografia

A unidade 10 é constituída por basalto cinza médio a cinza rosado, predominantemente maciço, hipohialino (2% de vidro vulcânico) a holocristalino. As rochas descritas variam de: inequigranular porfiítica, com raros fenocristais com até 1,5 mm (Figura 122) e matriz fina (~0,2 mm); a equigranular fina (<0,5 mm). A textura predominante é intergranular, localmente intersertal. Vesículas esféricas, com até 1,5 mm de diâmetro (Figura 123), ocorrem na amostra L24-b, situada na base do derrame.

A assembleia mineral primária é composta por plagioclásio, augita (Figura 122), pseudomorfos de olivina alterada para iddingsita (Figura 123), minerais opacos e vidro alterado. Os fenocristais, quando presentes, totalizam aproximadamente 2% da rocha, onde: 1% são fenocristais de plagioclásio com tamanho < 1,5 mm, com hábito ripiforme, pouco

alterados; e 1% são fenocristais de augita subédricos, com tamanho < 0,4 mm, pouco alterados.

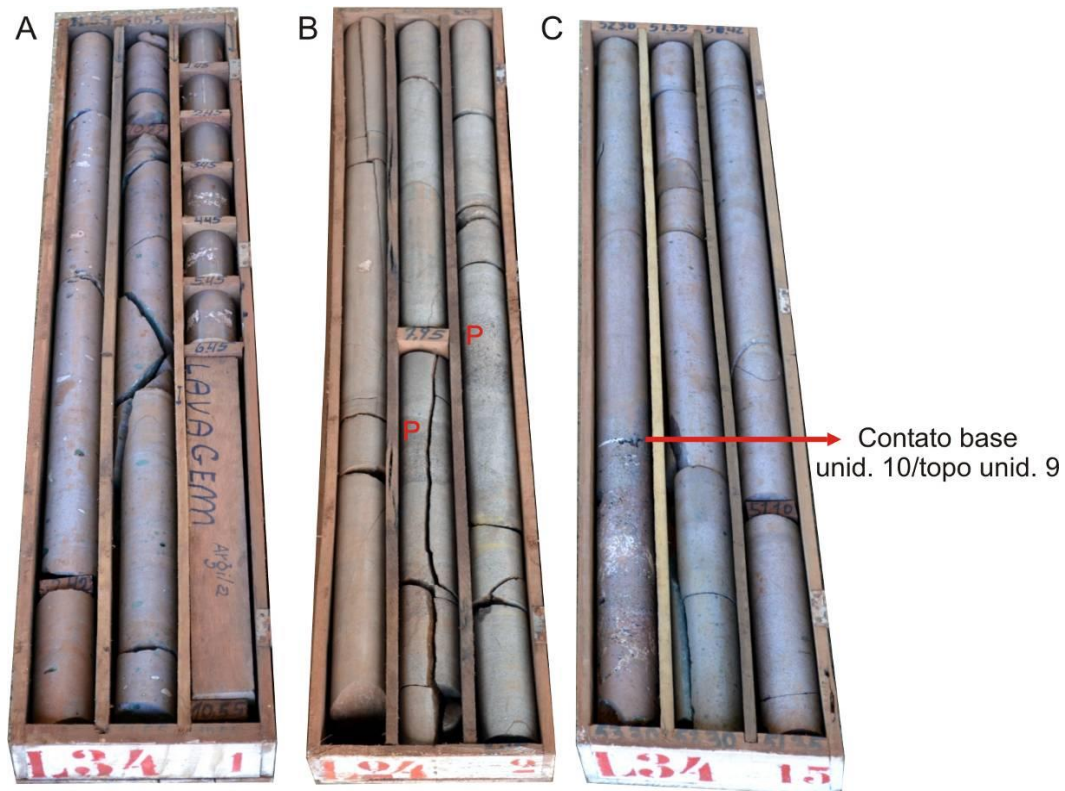


Figura 120 - (A) basalto afanítico e amigdaloidal do topo da unidade 10 (sondagem L34); (B) núcleo da unidade 10 composto por basalto maciço, afanítico, com níveis de pegmatitos básicos (P) com aproximadamente 10 cm de espessura (sondagem L24); e (C) base da unidade 10 em contato brusco com o topo brechado da unidade 9 (sondagem L34).

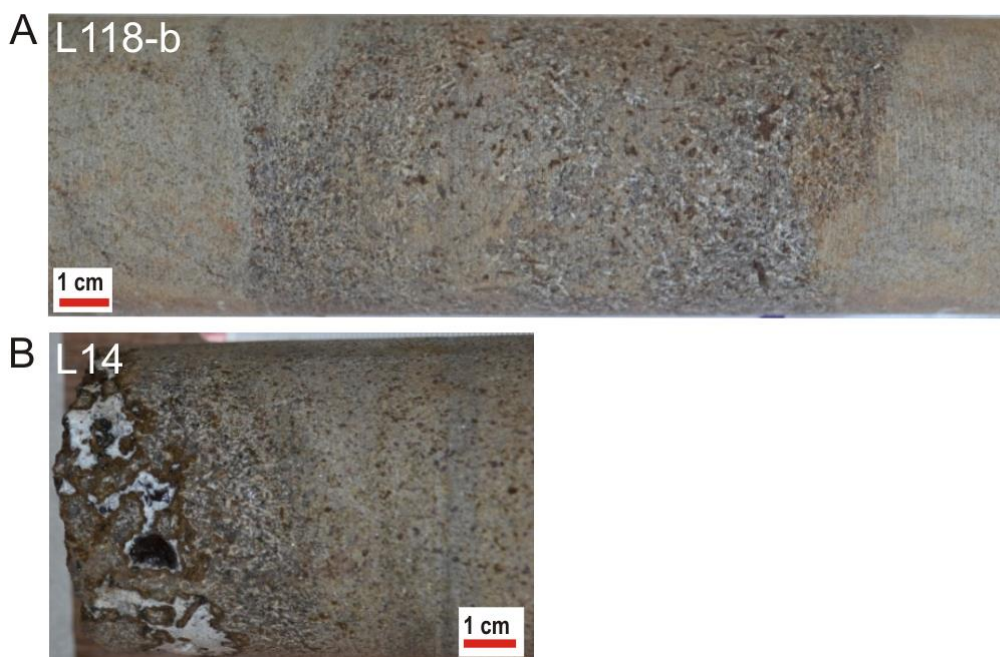


Figura 121 - Amostra de basalto com nível de pegmatito básico de aproximadamente 15 cm, localizado no terço superior da sondagem L118; (B) basalto afanítico com pegmatito básico rico em cavidades angulosas preenchidas por carbonato.

A matriz da rocha é composta por: 45-50% de cristais de plagioclásio euédricos a subédricos, pouco alterados para sericita, com tamanho variando de 0,5 mm nas rochas equigranulares a < 0,2 mm nas porfíricas; 40-50% de cristais de clinopiroxênio subédricos classificados como augita, com tamanho < 0,2 mm, pouco alterados para clorita; 1% de pseudomorfos de olivina, com granulometria < 0,5 mm totalmente alterados para iddingsita (Figura 124); 2% de vidro vulcânico intersticial alterado, possivelmente para argilominerais; e < 5 % de minerais opacos anédricos (Figura 125).

Os pegmatitos básicos que ocorrem no derrame 10 possuem textura equigranular média, estrutura maciça e o contato com o basalto é abrupto, porém sem interromper a trama mineral do basalto (Figura 126 e Figura 127). São compostos por cristais euédricos prismáticos, de granulação média, de plagioclásio (~2,5 mm), augita (~2,0 mm), mineral alterado (provável olivina alterada para iddingsita) e minerais opacos. Ocorrem cavidades diktitaxíticas preenchidas por argilominerais.



Figura 122 – Basalto inequigranular porfírico, com fenocristais de plagioclásio e augita. PX. Amostra 3A.



Figura 123 – Vesícula esférica em basalto inequigranular. P//. Amostra L24-b.

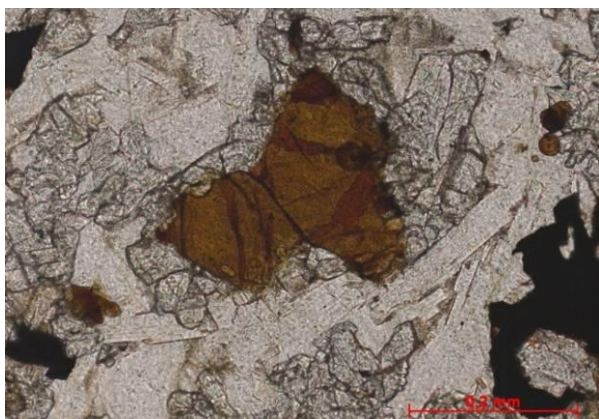


Figura 124 – Cristais de olivina totalmente alterados para iddingsita. P//. Amostra 3A.

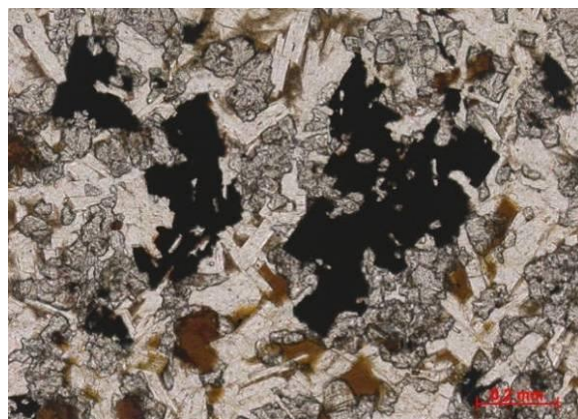


Figura 125 - Opacos anédricos poiquilíticos, com inclusões de augita e plagioclásio. P//. Amostra 3A.

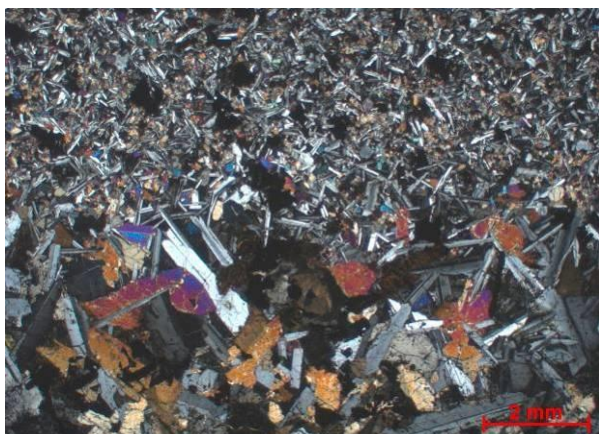


Figura 126 – Contato entre basalto e pegmatito básico. PX. Amostra L24-a.

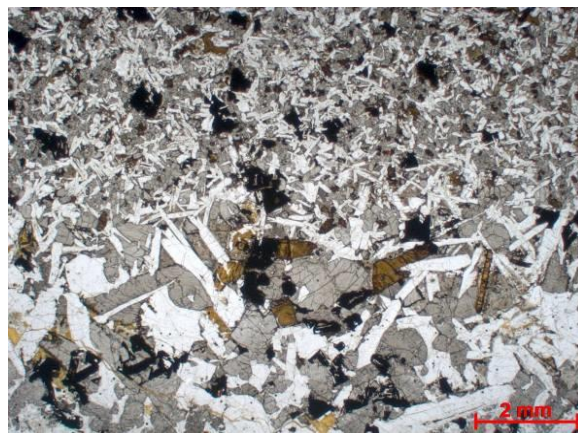


Figura 127 – Contato entre basalto e pegmatito básico. P//. Amostra L24-a.

5.3 SEÇÕES GEOLÓGICAS

Com base nas descrições macroscópicas das sondagens e no empilhamento estratigráfico das diferentes fácies são individualizadas 10 unidades, cuja distribuição lateral e vertical está representada na forma de duas seções geológicas de direção E-W.

A seção 1 (Figura 128) é elaborada com base em 14 sondagens e têm 4.450 metros de extensão, enquanto a seção 2 é composta por 7 sondagens, possui 2.600 metros de extensão (Figura 129) e localiza-se a sul da seção 1.

As seções são apresentadas em escala horizontal 1:5000 e escala vertical 1:1000 e nelas são representadas as principais características texturais e estruturais das rochas descritas, como, por exemplo: presença de brecha, amígdalas e/ou vesículas, pegmatitos básicos, níveis sedimentares, além das posições onde foram coletadas amostras e em quais delas foi realizada análise litogeoquímica.

As 10 unidades principais identificadas são correlacionáveis (linha pontilhada de cor verde nas seções 1 e 2) nas sondagens descritas. Vale ressaltar que as sondagens mais marginais da área (R20 – a oeste; L14 – a leste) distam aproximadamente 3 km uma da outra.

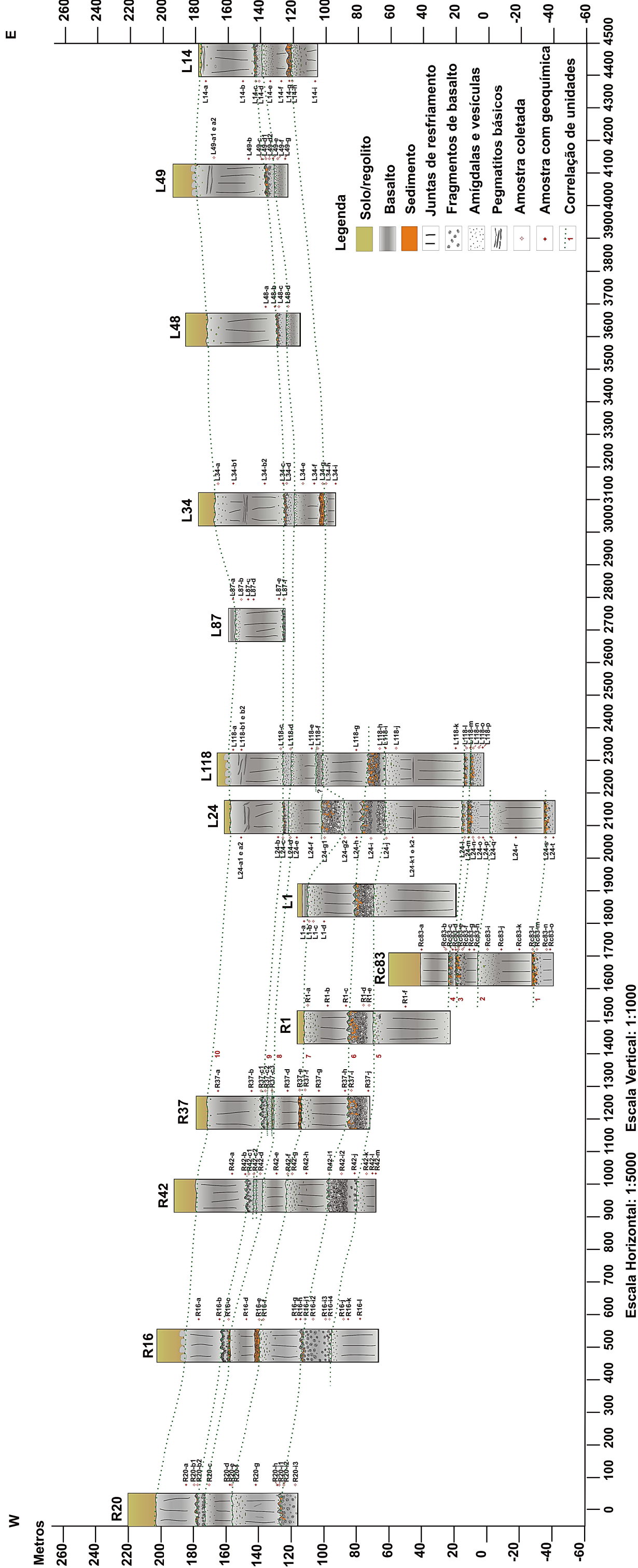


Figura 128 - Seção geológica 1

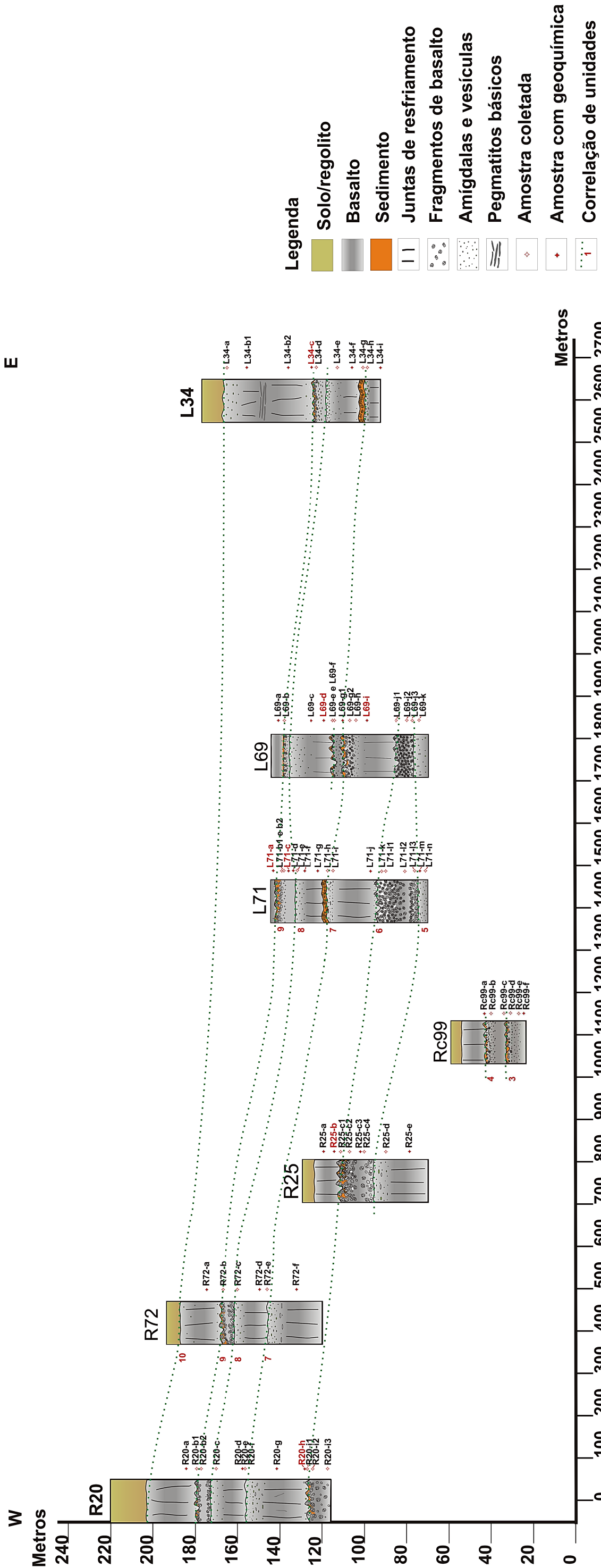


Figura 129 - Seção geológica 2

5.4 GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises para a determinação de óxidos, elementos traço e terras raras em 100 amostras de basalto maciço e pegmatito, distribuídas entre as 10 unidades descritas e coletadas nas sondagens estudadas.

As rochas são classificadas predominantemente como basaltos e, subordinadamente, como basaltos andesíticos (principalmente os pegmatitos) e traquibasaltos, com SiO_2 variando de 47 a 53% de acordo com o diagrama TAS ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2) de Le Maitre (2002) (Figura 130). Os traquibasaltos e algumas amostras de basalto localizam-se na porção das séries alcalinas do diagrama TAS e, no diagrama $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times \text{Nb}/\text{Y}$ (Figura 131), observa-se que estas rochas situam-se no limite entre o basalto subalcalino e o álcali basalto, indicando um caráter transicional para estas rochas.

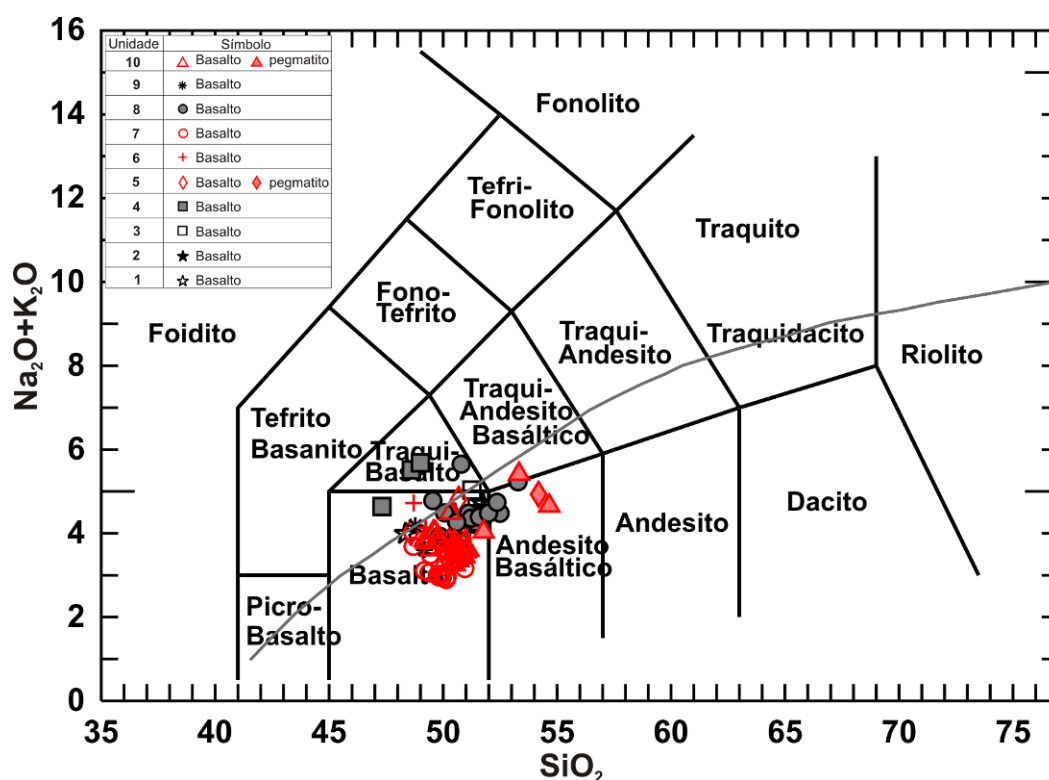


Figura 130 – Diagrama TAS (total álcalis x SiO_2) de Le Maitre (2002) para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu. A linha de Irvine & Baragar (1971) separa as séries subalcalinas das alcalinas.

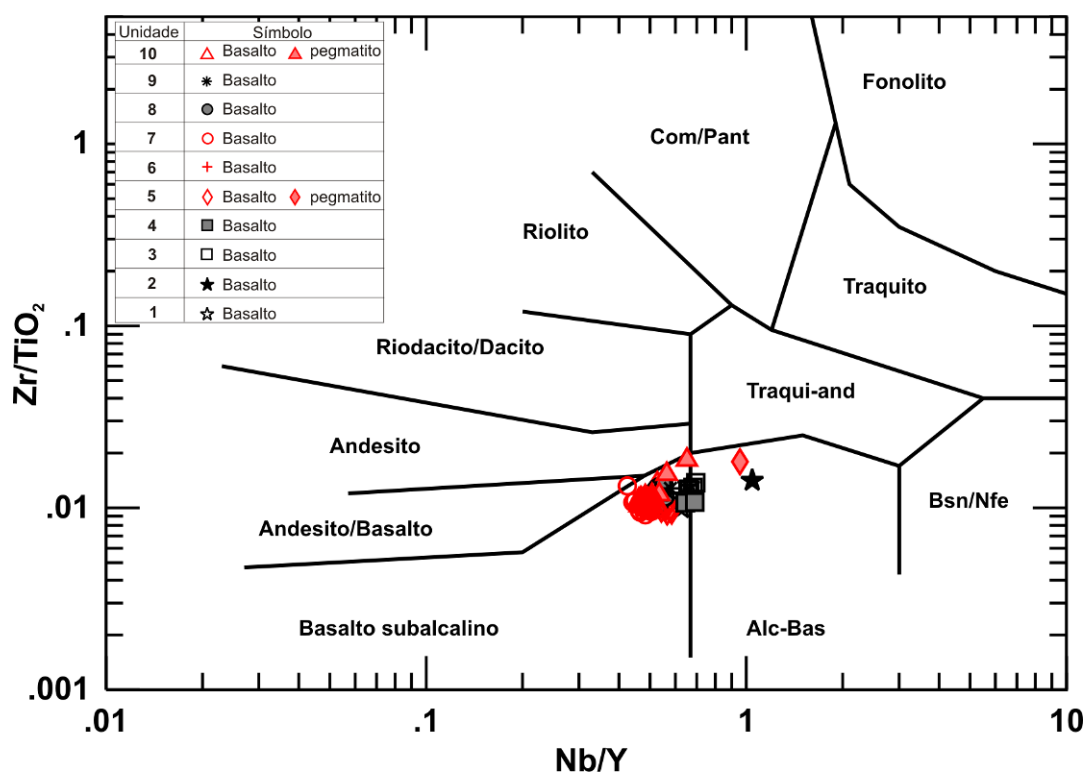


Figura 131 - Diagrama Zr/TiO_2 x Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.

Os resultados analíticos definem que todas as rochas analisadas possuem teor de $TiO_2 > 2\%$ (Figura 132). De acordo com os cálculos da norma CIPW, dentre as 100 amostras, 82% possuem quartzo e hiperstênio normativos e 18% apresentam olivina e hiperstênio normativos, sendo classificadas como quartzo basalto toleíticos e olivina basalto toleíticos, respectivamente.

Seguindo o controle estratigráfico das unidades, definido pela descrição macroscópica e microscópica das rochas (Capítulo 5.2), foi atribuído um símbolo diferente para cada grupo de amostras da mesma unidade.

Dentro de todo o conjunto de rochas estudadas o mg^* ($MgO/(MgO+FeO)$) varia de 0,37 a 0,22. Observa-se que há uma relação direta entre o grau evolutivo da rocha e o seu teor em TiO_2 , onde as rochas mais evoluídas são aquelas que apresentam, predominantemente, teores de TiO_2 acima de 3%. Já as rochas mais primitivas apresentam teores de TiO_2 predominantemente abaixo de 3%. Neste último grupo vale destacar que os pegmatitos básicos, os quais possuem $TiO_2 < 3\%$, apresentam mg^* entre 0,22 e 0,26. Estes valores são menores do que os encontrados nos basaltos encaixantes (0,29 a 0,37), evidenciando um caráter mais evoluído dos pegmatitos em relação aos basaltos (Figura 132).

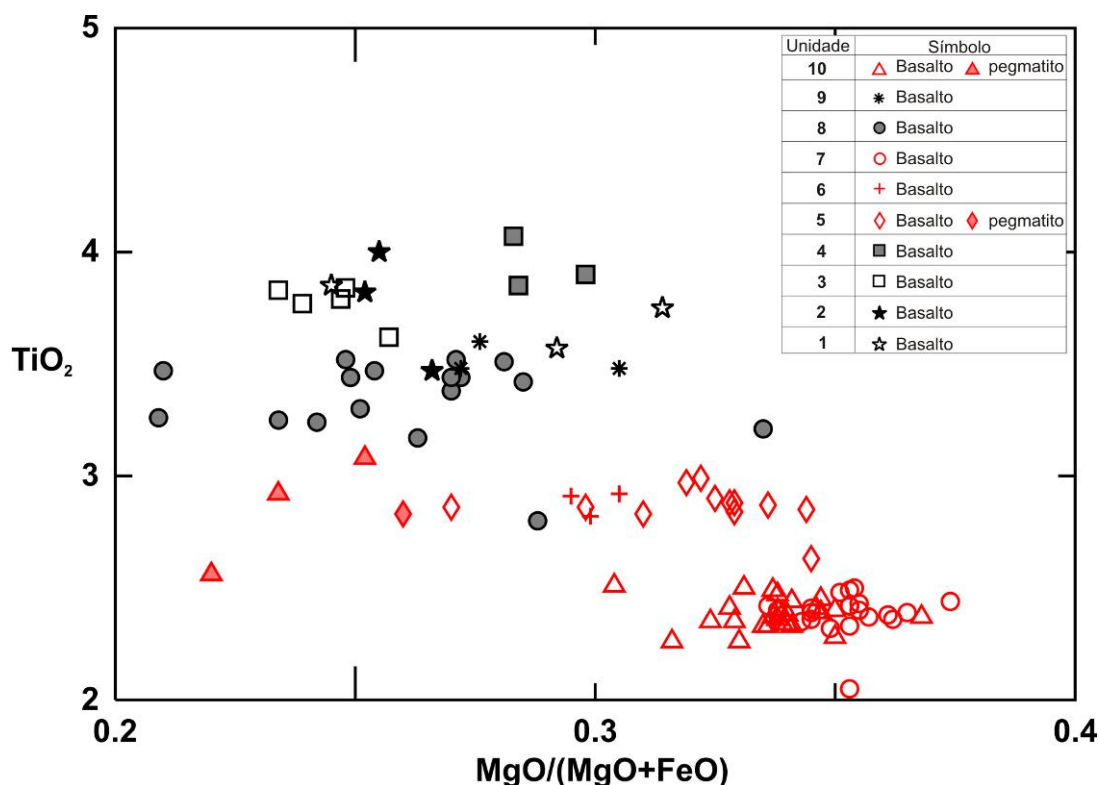


Figura 132 - Diagrama TiO_2 x $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.

As rochas das unidades 1, 2, 3, 4, 8 e 9 têm os menores teores de MgO , Al_2O_3 , CaO , Co e Ni e os maiores teores de SiO_2 , FeO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , Zr , Ba , Th , Ce , La e Nb . Em contrapartida, as rochas das unidades 5, 6, 7 e 10 possuem os maiores teores de MgO , Al_2O_3 , CaO , Ni , Co e os menores teores de SiO_2 , FeO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , Zr , Ba , Th , Ce , La e Nb , exceto os pegmatitos (Figura 133 e Figura 134).

Os pegmatitos da unidade 10 têm teor de TiO_2 mais elevados (2,4 a 3,0%) do que o basalto (2,2 a 2,5%) no qual estão inseridos, enquanto que o pegmatito da unidade 5 contém teor de TiO_2 (2,7%) semelhante ao seu basalto encaixante (2,7 a 2,9%). Os demais óxidos maiores e elementos traço dos pegmatitos se comportam de forma similar às rochas das unidades evoluídas. Dessa forma, quando comparados aos basaltos adjacentes, os pegmatitos são enriquecidos em SiO_2 , FeO , P_2O_5 , Na_2O , K_2O , Zr , Ba , Th , Ce , La , Nb e pobres em MgO , Al_2O_5 , CaO , Ni e Co (Figura 133 e Figura 134).

O Zr , que é um importante elemento petrogenético para rochas básicas, comporta-se como um bom índice para distinção entre os basaltos estudados. Nas unidades 1, 2, 3, 4, 8 e 9 o teor de Zr varia de 210 a 307 ppm ($\text{Zr} > 200$ ppm), enquanto que nas unidades 5, 6, 7 e 10 varia de 136 a 230 ppm (a maioria das amostras possuem $\text{Zr} < 200$ ppm) (Figura 134) e nos pegmatitos está entre 218 e 303 ppm ($\text{Zr} > 200$ ppm). Os elementos incompatíveis

como La, Nb, Th e Ce aumentam com o aumento da diferenciação, ou seja, com o aumento de Zr (Figura 134).

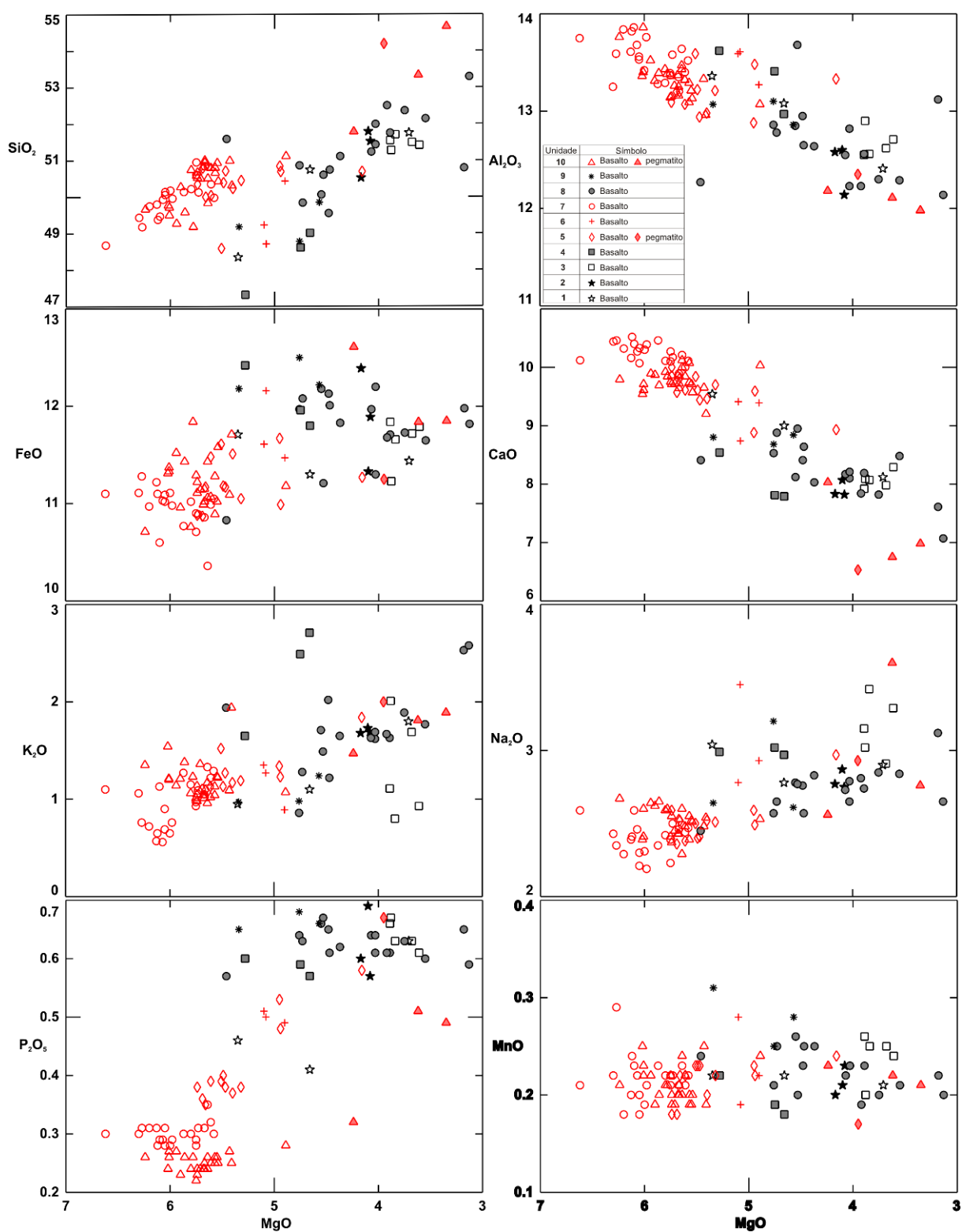


Figura 133 - Diagramas de variação para óxidos, utilizando MgO como índice fracionante, para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.

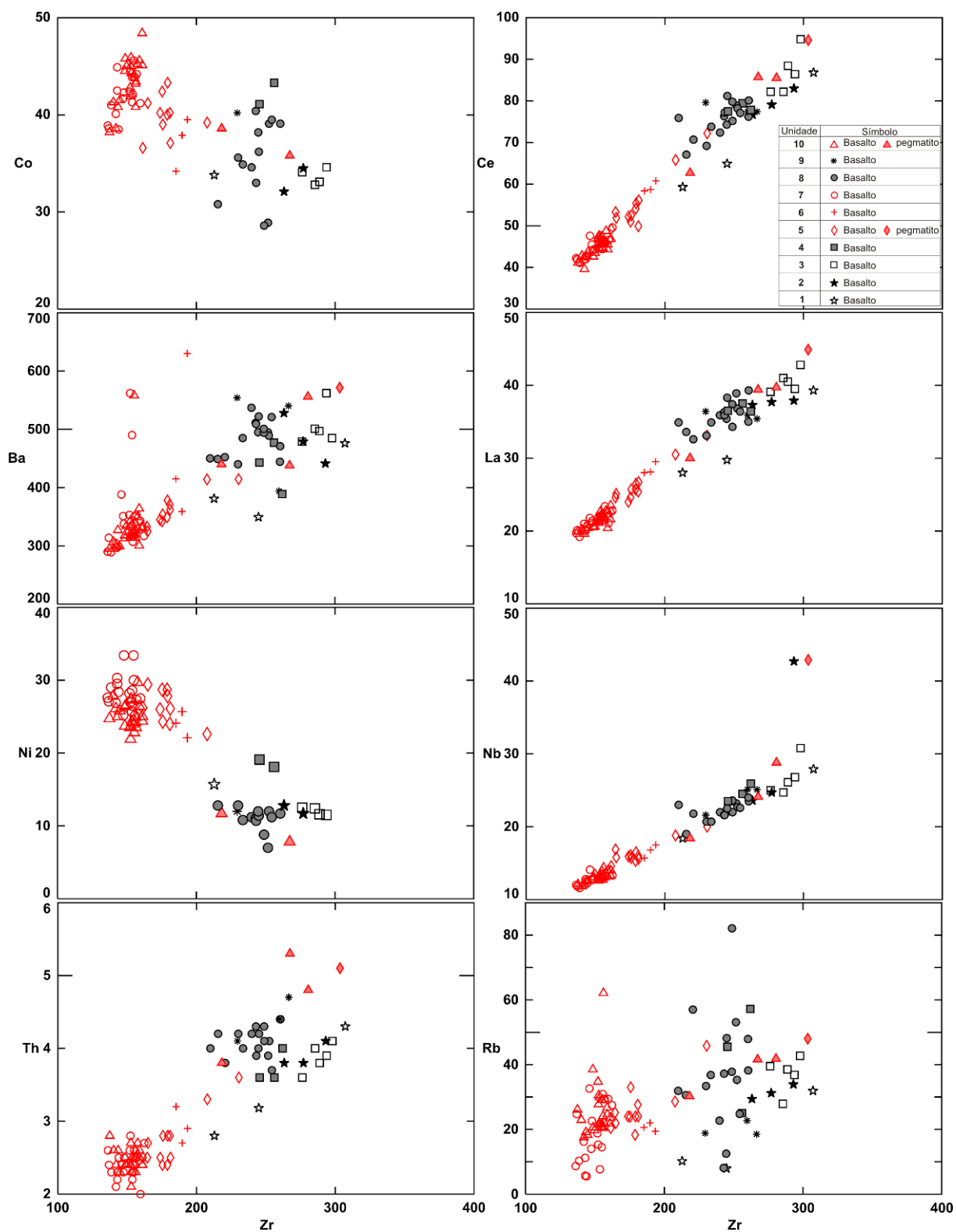


Figura 134 - Diagramas de variação para elementos traço, utilizando Zr como índice fracionante, para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.

O padrão das assinaturas dos elementos terras raras (Figura 135) de todas as rochas estudadas mostra um paralelismo geral entre as amostras e um forte enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados. As razões La/Yb_N estão entre 6,0 e 8,9 nos derrames 1, 2, 3, 4, 8 e 9 (rochas mais evoluídas), entre 5,1 e 6,9 nos derrames 5, 6, 7 e 10 (rochas mais primitivas) e entre 6,0 e 7,7 nos pegmatitos.

Nos diagramas multielementares (Figura 136) (normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough, 1989) observa-se enriquecimento dos elementos do tipo *LILE* (*large ion lithophile elements*), como Ba, Rb, Th e K, em relação aos *HFSE* (*high field strength elements*) (como Nb, Zr, Ti e P). Todos os basaltos possuem anomalias positivas de Nd, Ti e negativas de Nb, Sr e P. As unidades 1, 2, 3, 4, 8 e 9 são suavemente mais enriquecidas do que as unidades 5, 6, 7 e 10 e os pegmatitos são mais enriquecidos do que os basaltos encaixantes.

As razões La/Sm e Zr/La (Figura 137) são constantes para todas as rochas analisadas, indicando origem a partir de uma mesma fonte.

A correlação das características químicas das rochas com a sua profundidade de ocorrência (distribuição no perfil) ajuda a observar a distribuição vertical dos tipos químicos (Figura 138). Dentre as unidades com $\text{TiO}_2 > 3\%$, as unidades 1, 2, 3 e 4 ocorrem abaixo da cota 20 m, enquanto que a 8 e a 9 distribuem-se entre as cotas aproximadas 105 – 155m e 130 – 135m, respectivamente. Já as unidades cujo $\text{TiO}_2 < 3\%$ distribuem-se desde a cota 20m até a 190m. A sobreposição de tipos químicos e morfológicos diferentes ocupando cotas semelhantes, ao invés de restritos a cotas bem definidas, revela a posição atual das camadas que pode não representar o momento da colocação das lavas. Quando se analisa o empilhamento estratigráfico nota-se que nas sondagens R20, R16, R42, R72 e R25, localizadas no lado oeste nas seções 1 e 2, as camadas posicionam-se em cotas mais elevadas do que nas porções central e leste e não se observa espessamento de camadas. Dados da literatura, consultados em documentos internos da Itaipu, indicam que as camadas de basalto mergulham 1 a 2° para N e NE, entretanto o fluxo atual do Rio Paraná na região é para o sentido oposto, ou seja, para SW.

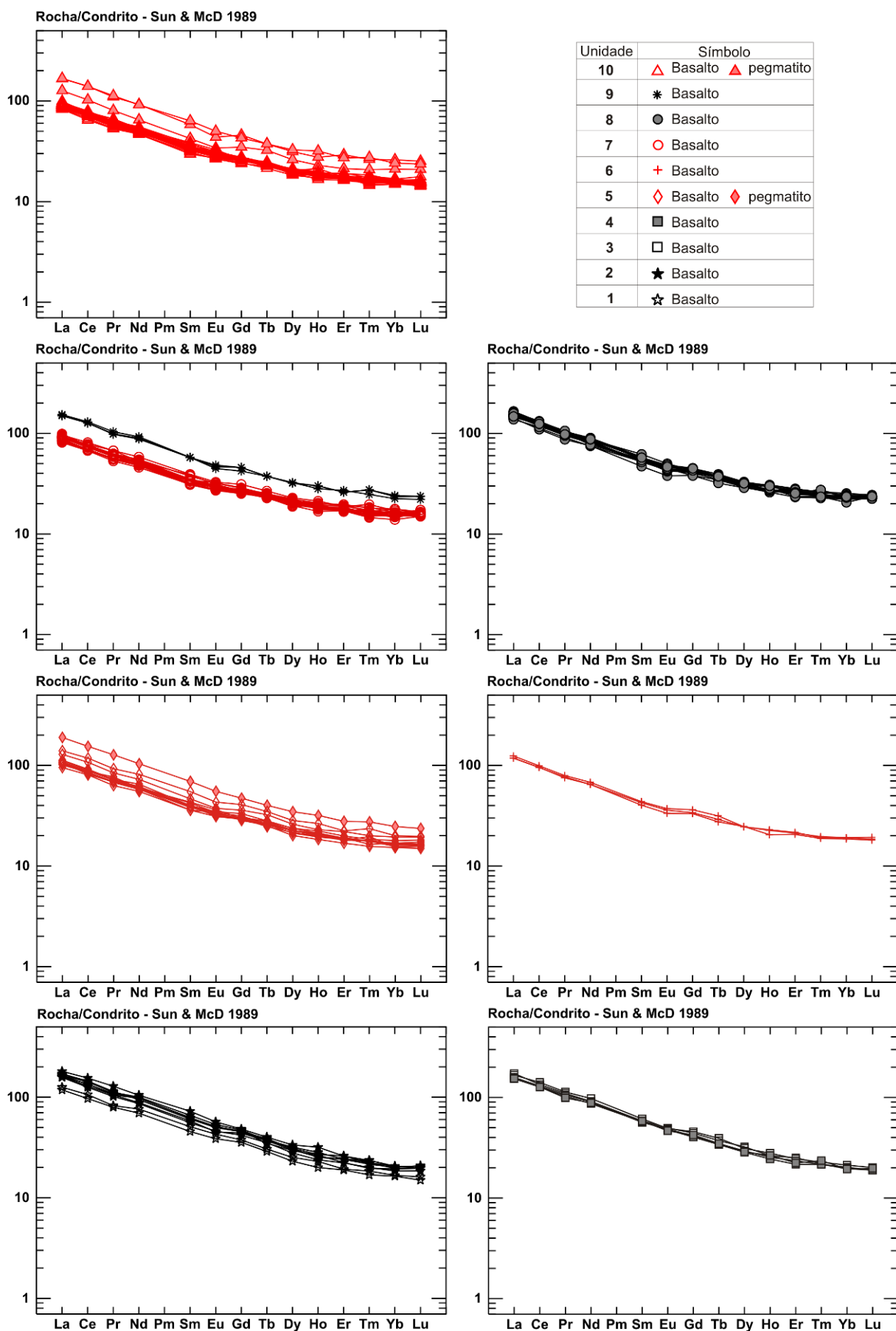


Figura 135 - Diagramas multielementares para elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989), para cada unidade morfológica (ou derrame) identificada na área de estudo.

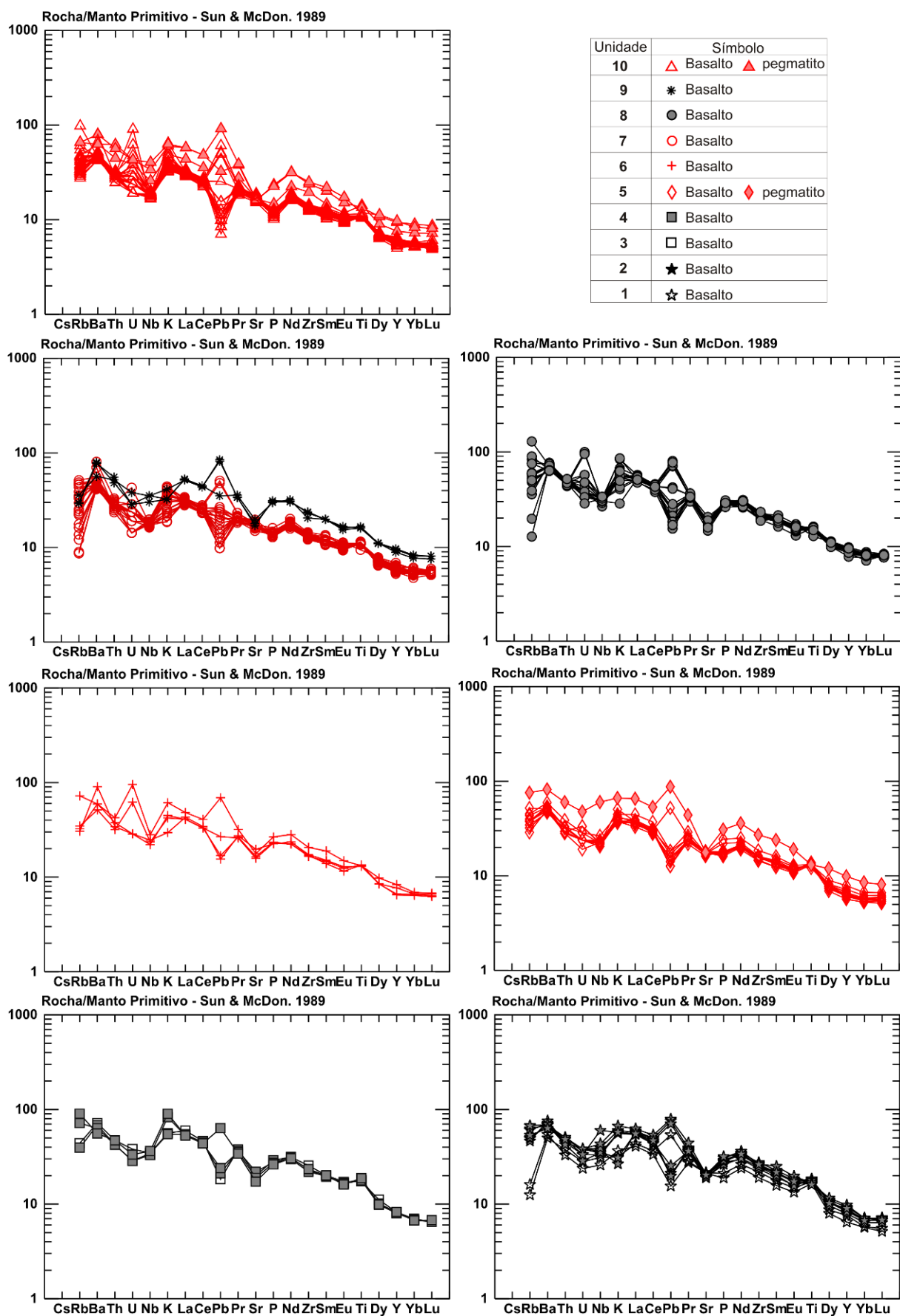


Figura 136 - Diagramas multielementares, normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989), para cada unidade morfológica (ou derrame) identificado na área de estudo.

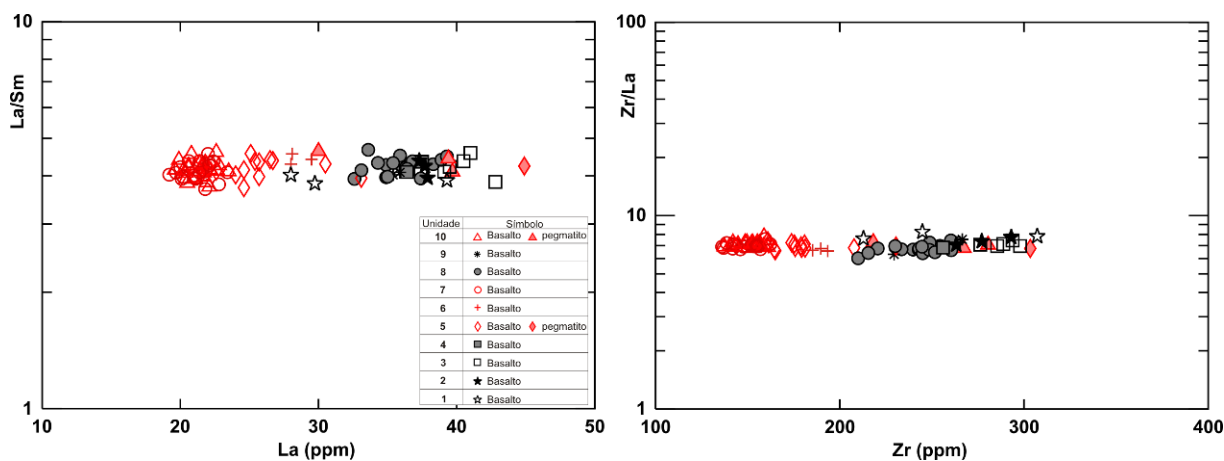


Figura 137 - Diagramas de razão entre elementos traço para os basaltos da Província Magmática do Paraná, estudados na região da Usina de Itaipu.

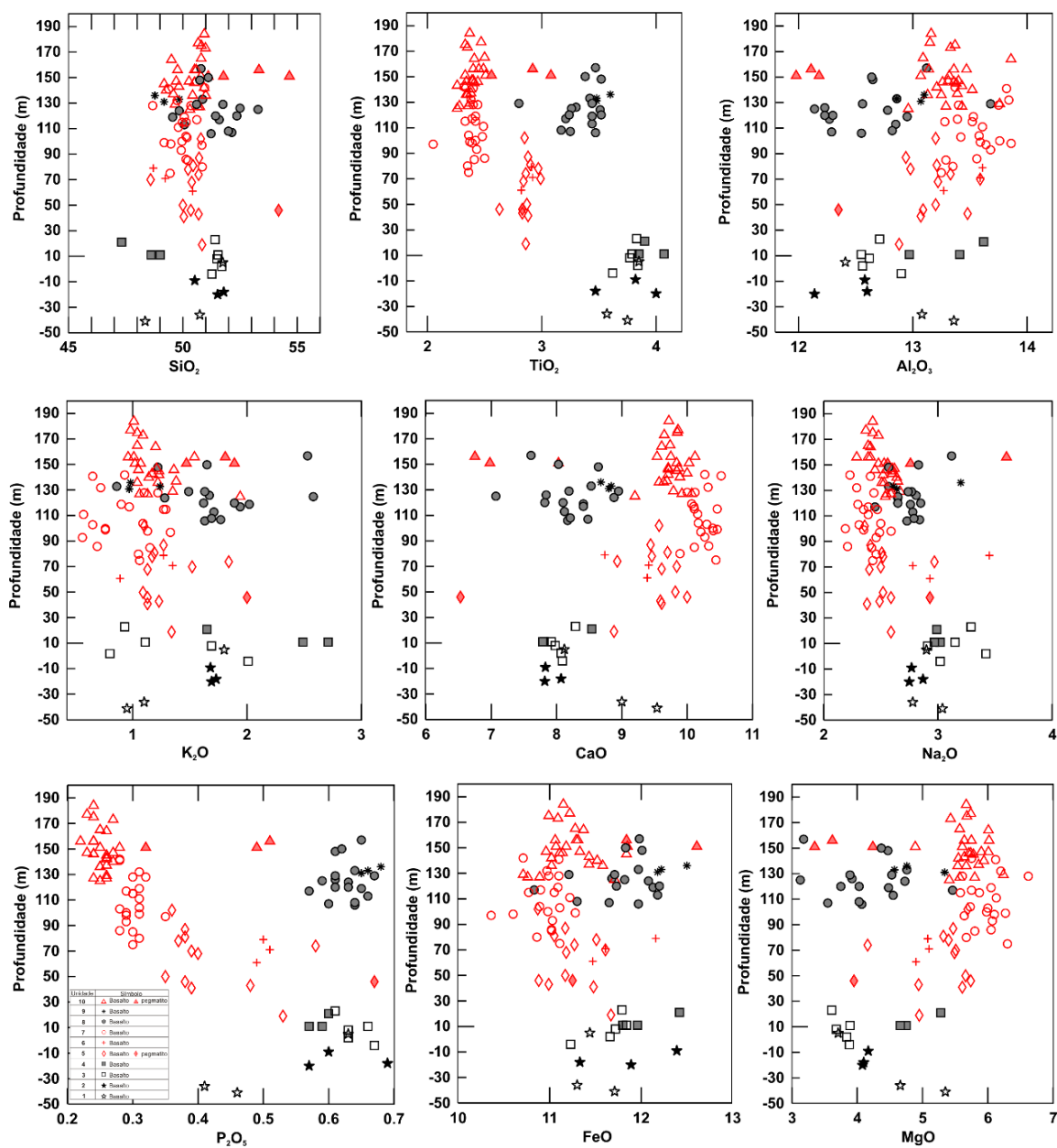


Figura 138 - Diagramas de variação para óxidos versus a profundidade de ocorrência das amostras estudadas.

5.5 QUÍMICA MINERAL

Foram analisados cristais de plagioclásio, piroxênio e óxidos de 7 amostras de 5 das unidades estudadas. São elas: unidade 10, unidade 8, unidade 5, unidade 4 e unidade 3. Nas unidades 10 e 5 foram analisadas amostras do basalto e de pegmatitos básicos, enquanto que nas demais unidades ocorrem apenas basaltos.

5.5.1 Plagioclásios

Foram analisados microfenocristais e cristais de plagioclásio da matriz dos basaltos, além do plagioclásio presente nos pegmatitos (amostras L24-a e L24-k1), conforme informações da Tabela 8.

Tabela 8 - Relação do número de cristais de plagioclásio analisados por amostra, individualizados de acordo com a forma de ocorrência: fenocristais e cristais da matriz dos basaltos; cristais dos pegmatitos.

Derrame	Amostra	Microfenocristais	Matriz	Pegmatito
10	L24-a	-	2 (5 pts)	3 (22 pts)
8	L24-f	2 (15 pts)	2 (2 pts)	-
5	L24-k1	-	-	2 (10 pts)
	L24-k2	-	3 (14 pts)	-
4	L24-m	2 (16 pts)	3 (8 pts)	-
3	L24-q (topo)	-	3 (39 pts)	-
3	L24-r (núcleo)	-	3 (28 pts)	-

Ao todo foram analisados 25 microfenocristais e cristais da matriz nos basaltos, além dos cristais da matriz dos pegmatitos, totalizando 159 pontos em 7 amostras. A fórmula estrutural foi calculada com base em 32 oxigênios e para a classificação foi utilizado o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.*, 2003), em que o extremo Or (ortoclásio) corresponde a 100% do componente potássico, An (anortita) corresponde a 100% do componente cálcico e Ab (albita) corresponde a 100% do componente sódico.

Nos basaltos não relacionados a pegmatitos (amostras L24-f, L24-m, L24-q e L24-r) a composição dos plagioclásios da matriz varia de $An_{61}Ab_{39}$ a $An_{37}Ab_{63}$, com exceção de um cristal da amostra L24-m de composição $An_{20}Ab_{80}$ (Figura 139, Tabela 9).

Os microfenocristais analisados têm composição variando de $An_{61}Ab_{40}$ a $An_{44}Ab_{56}$, na amostra L24-m, e variando de $An_{60}Ab_{40}$ a $An_{50}Ab_{50}$ na amostra L24-f (Figura 139, Tabela 9).

Os plagioclásios dos pegmatitos das amostras L24-a e L24-k1 têm composição muito semelhante, onde os teores de anortita e albita variam de $An_{59}Ab_{41}$ a $An_{44}Ab_{56}$ (L24-a) a $An_{58}Ab_{42}$ a $An_{55}Ab_{45}$ (L24-k1) (Figura 139, Tabela 9).

Tabela 9 - Composição dos cristais de plagioclásio analisados de acordo com o tipo (fenocristal, cristal da matriz, ou do pegmatito).

Amostra	Fenocristais		Matriz	Pegmatito
	Núcleo	Borda		
L24-a	-	-	$An_{76}Ab_{24}$ a $An_{40}Ab_{60}$	$An_{59}Ab_{41}$ a $An_{44}Ab_{56}$
L24-f	$An_{60}Ab_{40}$	$An_{50}Ab_{50}$	$An_{60}Ab_{40}$ a $An_{47}Ab_{53}$	-
L24-k1	-	-	-	$An_{58}Ab_{42}$ a $An_{55}Ab_{45}$
L24-k2	-	-	$An_{66}Ab_{34}$ a $An_{49}Ab_{51}$	-
L24-m	$An_{61}Ab_{39}$	$An_{44}Ab_{56}$	$An_{59}Ab_{41}$ a $An_{20}Ab_{80}$	-
L24-q	-	-	$An_{58}Ab_{42}$ a $An_{38}Ab_{62}$	-
L24-r	-	-	$An_{58}Ab_{42}$ a $An_{37}Ab_{63}$	-

Em todas as amostras analisadas observa-se o aumento linear do teor de SiO_2 conforme ocorre a diminuição do teor de anortita. Os plagioclásios dos pegmatitos são, em geral, mais sódicos e mais ricos em SiO_2 do que os cristais presentes no basalto (Figura 140).

Em geral, em todas as rochas analisadas predominam cristais de plagioclásio com composição variando de labradorita a andesina. As exceções ocorrem nas amostras L24-a e L24-m que, além de labradorita e andesina, possuem cristais de bitownita e oligoclásio na matriz, respectivamente.

O cálculo do conteúdo de alumínio tetraédricos - Al^{IV} (Figura 141) para cristais de plagioclásio em basaltos e pegmatitos mostra que as bordas dos fenocristais nos basaltos e os cristais nos pegmatitos possuem conteúdo de alumínio octaédrico - Al^{IV} menor do que a matriz e o núcleo de fenocristais do basalto. Esta relação indica que o plagioclásio da matriz e o núcleo dos fenocristais nos basaltos se formaram a temperaturas mais elevadas do que o plagioclásio dos pegmatitos e as bordas dos fenocristais do basalto.

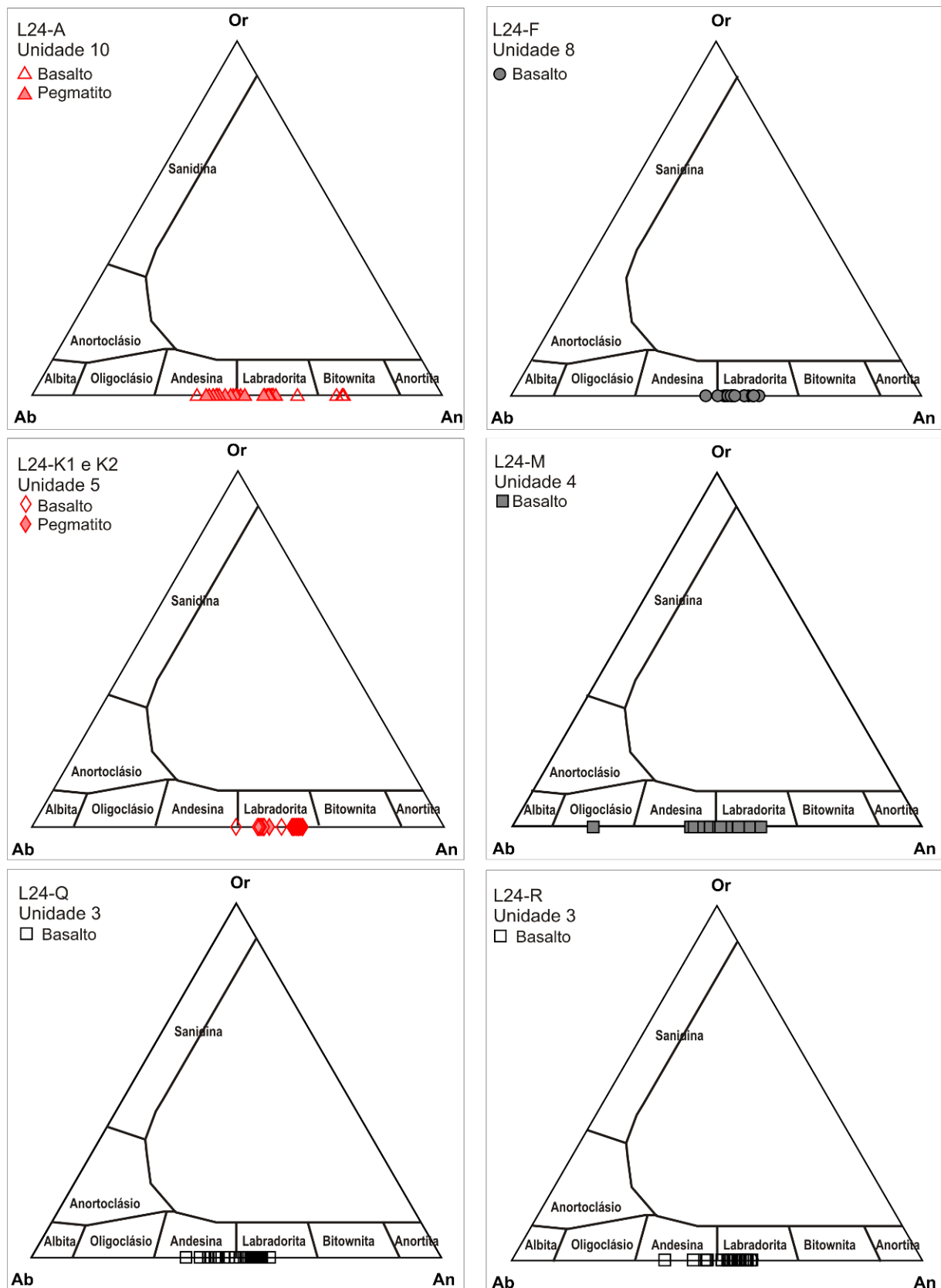


Figura 139 - Diagramas Or-Ab-An (Deer *et al.* 2003), para classificação dos plagioclásios analisados.

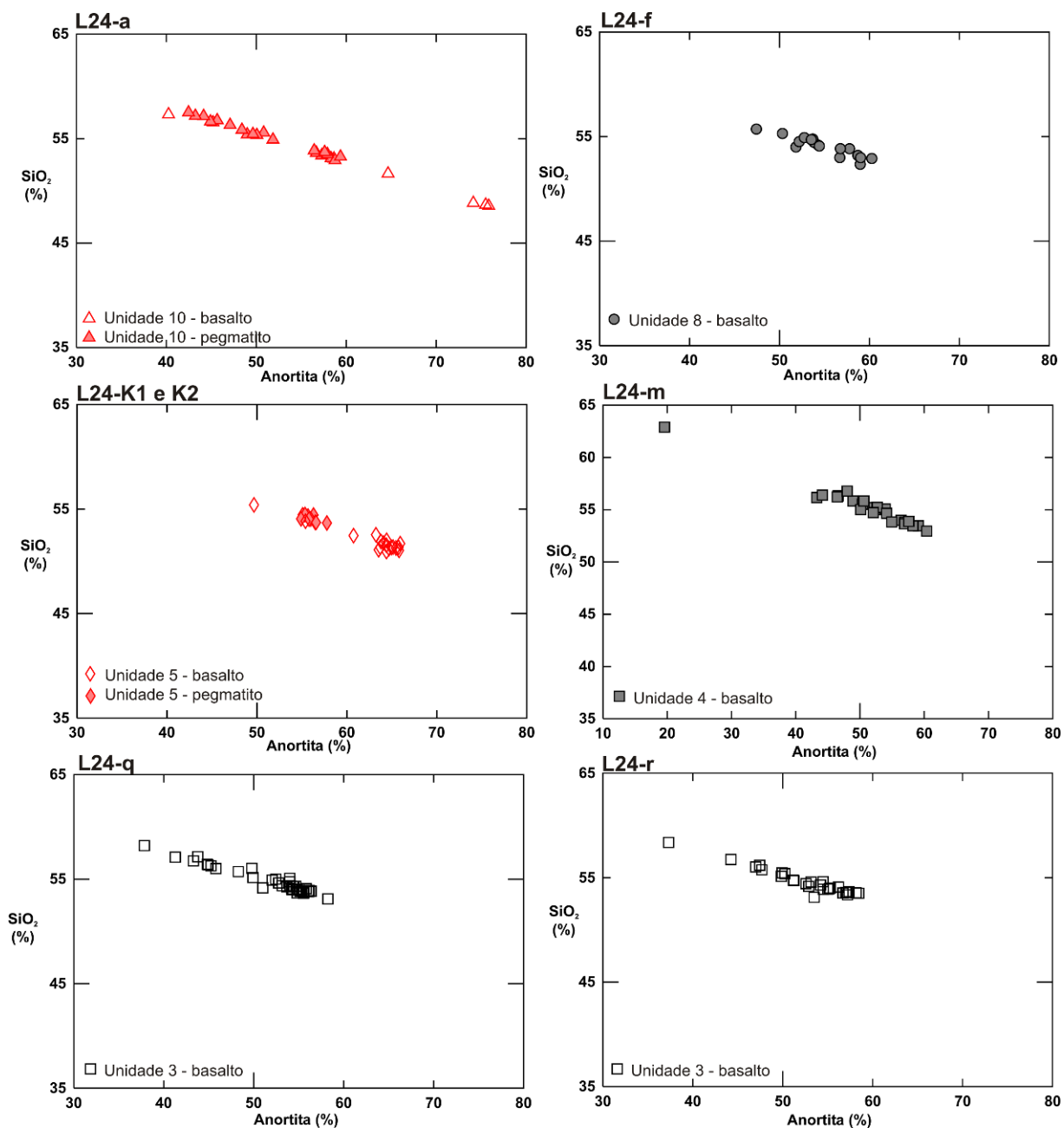


Figura 140 - Diagramas de variação utilizando a % de anortita *versus* o teor de SiO₂ dos plagioclásios analisados.

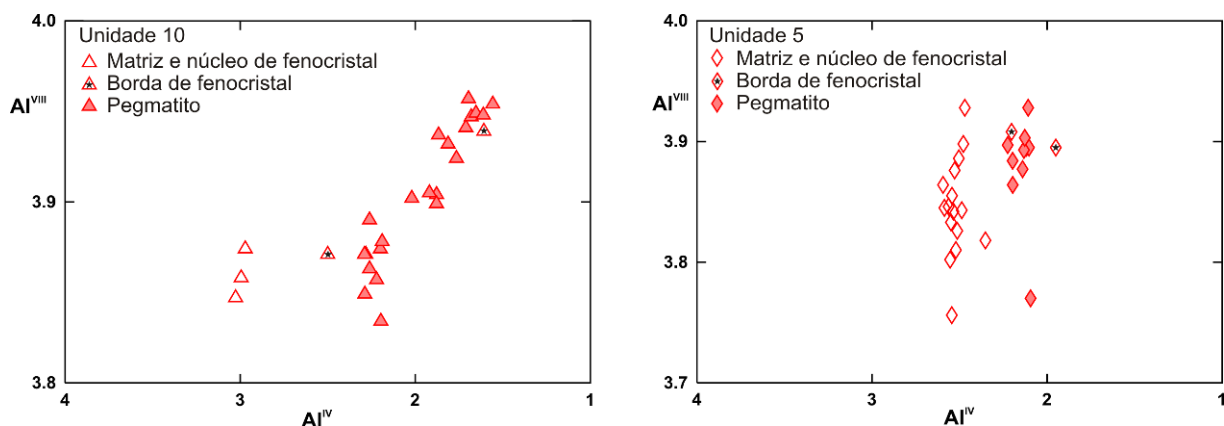


Figura 141 - Diagramas Al^{IV} versus Al^{VIII} para plagioclásio em basaltos (fenocristais e matriz) e pegmatitos das unidades 10 e 5, onde as bordas dos fenocristais de plagioclásio dos basaltos e cristais de plagioclásio dos pegmatitos possuem conteúdo de Al^{IV} menor do que a matriz e o núcleo de fenocristais no basalto.

5.5.2 Piroxênios

Ao todo foram analisados 25 microfenocristais e cristais da matriz em basaltos, além dos pegmatitos, totalizando 156 pontos em 7 amostras e a fórmula estrutural foi calculada com base em 6 oxigênios.

Os clinopiroxênios são classificados como piroxênios cálcicos de acordo com o diagrama Quad ($Q(Ca+Mg+Fe^{2+}) - J(2Na)$) de Morimoto (1988), apresentado na Figura 142 (exceção ao ponto 60 da amostra L24-r – acima da linha quad). A projeção destes clinopiroxênios no diagrama Wo-En-Fs (Wollastonita – Enstatita – Ferrossilita) de Morimoto (1988) (Figura 143) define que estes são predominantemente augita, com raros cristais de pigeonita, a qual está presente apenas na matriz das amostras L24-a e L24-f. O conteúdo de wollastonita (Wo) varia entre 31,55% e 40,52% em cristais de augita e entre 10,19% a 10,24% em pigeonita.

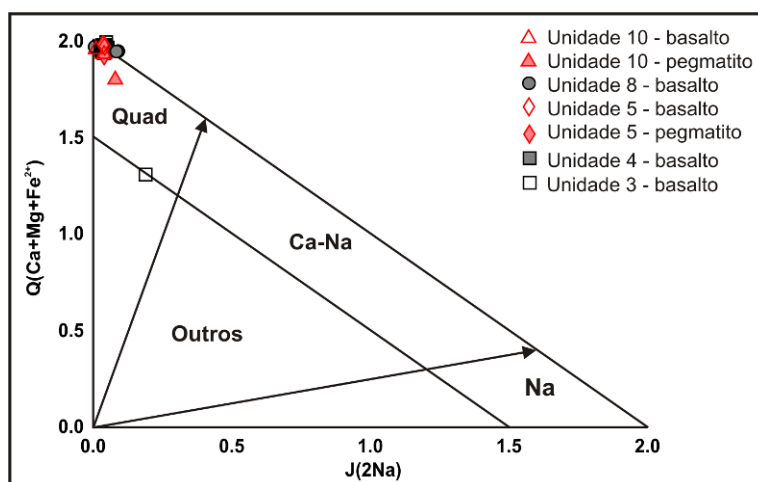


Figura 142 - Diagrama $Q(Ca+Mg+Fe^{2+})$ versus $J(2Na)$ de Morimoto (1988) para os clinopiroxênios analisados.

A composição dos cristais de augita da matriz dos basaltos é muito similar, como pode ser observado nas porcentagens de SiO_2 (48,7 – 51,2%) e MgO (11 – 17%) (Figura 144). Nos fenocristais o teor de SiO_2 varia de 48 – 51% e de MgO de 12 – 15%. Os cristais de augita analisados nos pegmatitos apresentam composição similar aos cristais de augita dos basaltos ($\text{SiO}_2 = 49 – 51\%$ e $\text{MgO} = 13 - 15\%$), porém com menores variações.

Os teores de CaO são muito semelhantes em cristais de augita da matriz dos basaltos, onde os teores variam de 14,5 a 20% e o mesmo ocorre com os fenocristais analisados (Figura 145). Os cristais de pigeonita possuem CaO em torno de 5%.

Os cristais de augita do pegmatito L24-a possuem teor de CaO entre 15 e 16% e são empobrecidos em relação ao basalto encaixante, no qual o teor de CaO da augita está entre 19 e 20%. Em contrapartida os cristais de augita do pegmatito são mais ricos em FeO do que a augita do basalto (Figura 146).

No pegmatito L24-k1 há uma variação maior no conteúdo de CaO (16-19%) da augita, que é muito semelhante à variação presente nos cristais da matriz do basalto encaixante (L24-k2), onde $\text{CaO} = 16,5$ a 20%. Enquanto nos cristais de augita do basalto ocorre a diminuição dos teores de MgO e o aumento dos teores de FeO concomitantes ao empobrecimento em CaO , nos pegmatitos os cristais enriquecem em FeO e MgO enquanto empobrecem em CaO (Figura 145 e Figura 146).

5.5.3 Óxidos

Os minerais opacos constituem uma fase máfica comum nos basaltos e ocorrem em todos os derrames estudados. Em 20 pontos analisados (fechamento > 98%), obtidos em 16 cristais distribuídos em 5 amostras, os resultados indicam composição compatível com a ilmenita. Nestes cristais o teor de TiO_2 varia de 47,63% a 55,47% e de FeO varia de 40,90 a 48,28%, o conteúdo de MgO é baixo (0,79 a 1,70 %) e o teor de Cr_2O_3 chega a 0,0493%.

Em outros 28 pontos analisados o fechamento das análises não foi satisfatório, entre 89 e 95%, fato que indica a hidratação dos minerais. Nestes cristais o conteúdo de FeO é superior ao de TiO_2 , onde TiO_2 varia de 9,59% a 40,86% e FeO varia de 51,63 a 80,82%, e estes são classificados como titanomagnetita.

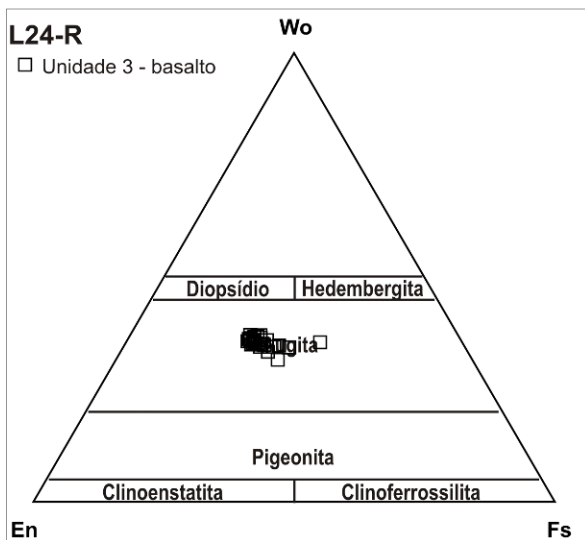
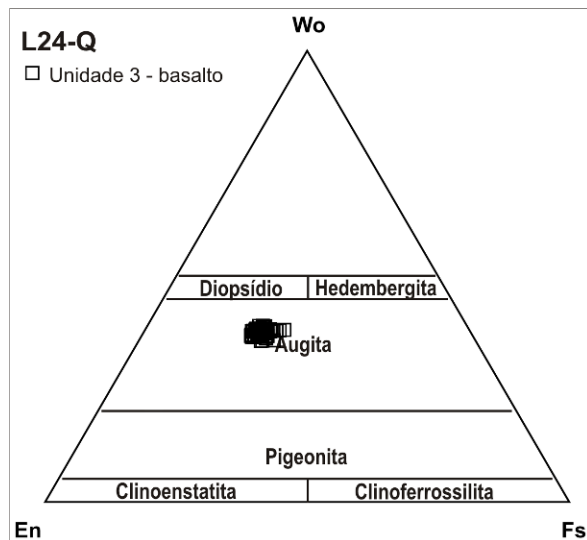
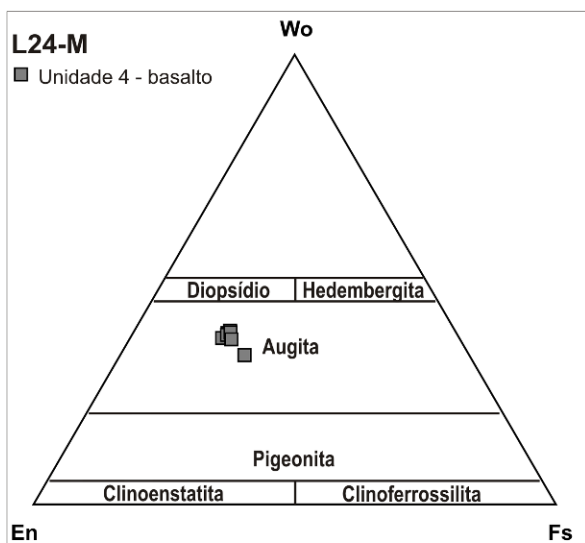
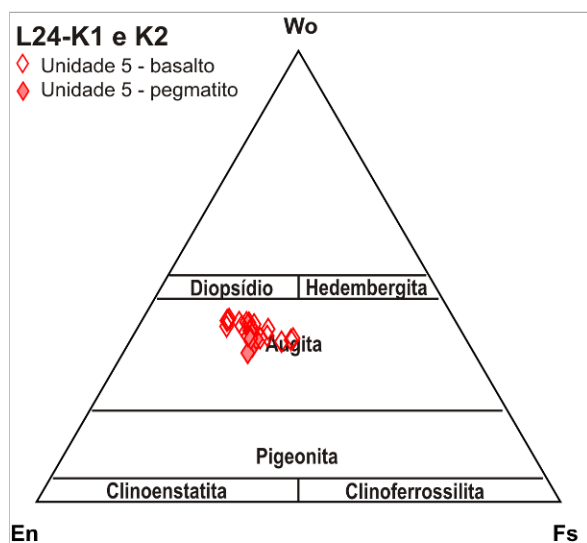
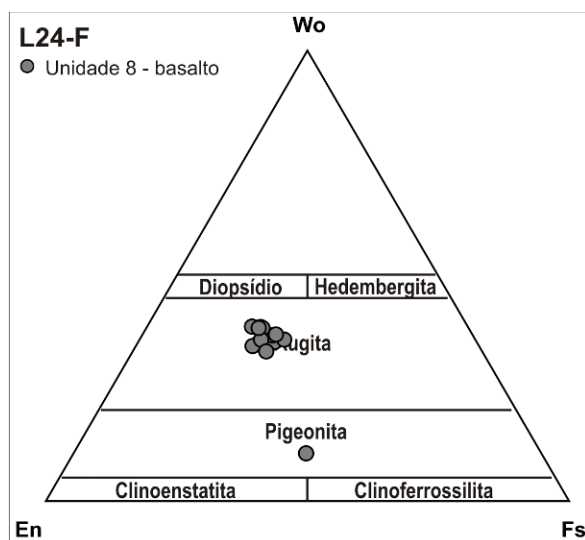
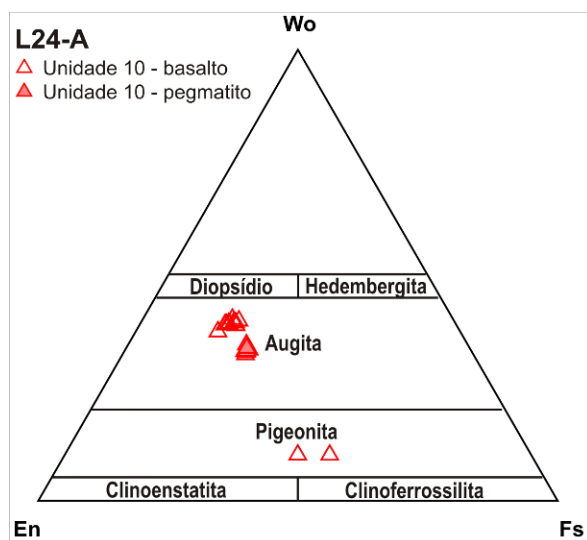


Figura 143 - Diagramas ternários (En – Fs – Wo) de Morimoto (1988) para classificação dos piroxênios analisados.

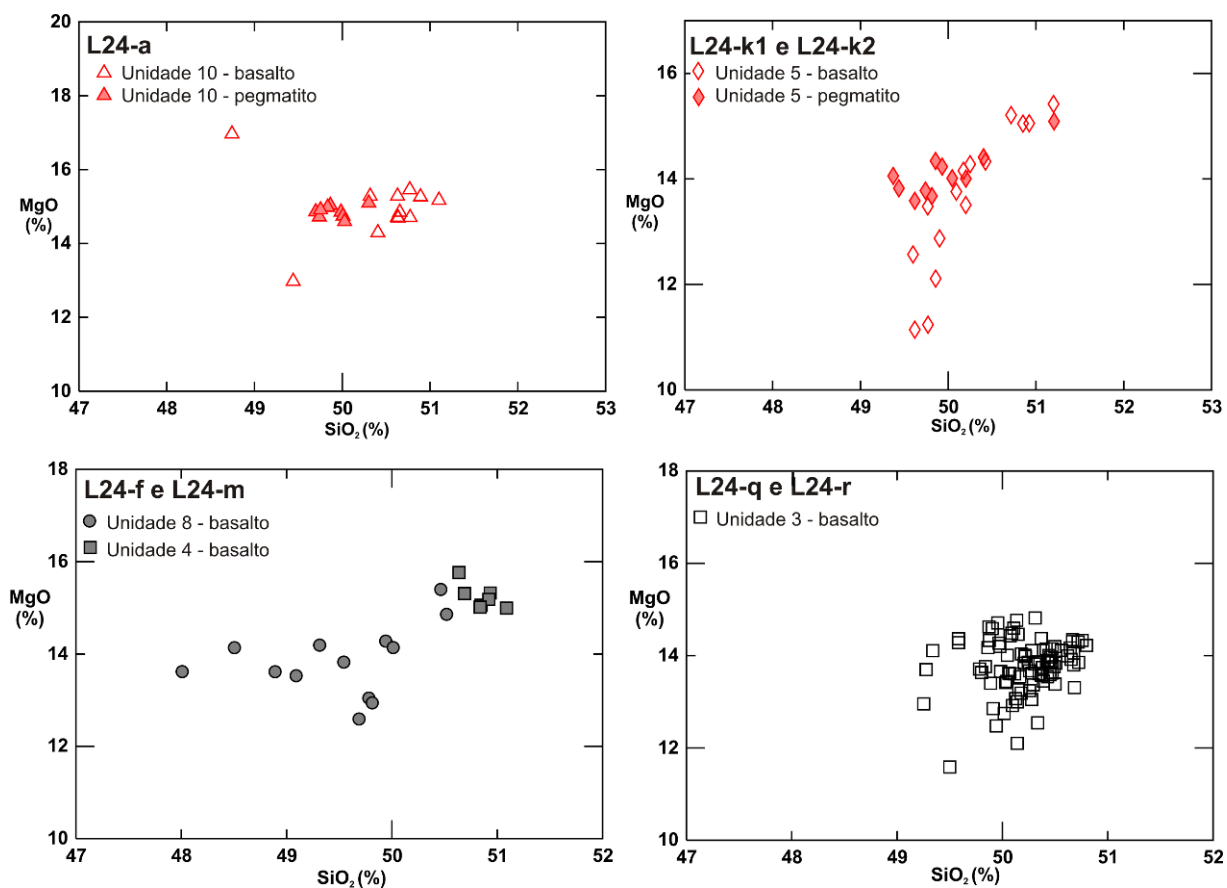


Figura 144 - Diagramas de variação SiO₂ x MgO para os clinopiroxênios analisados.

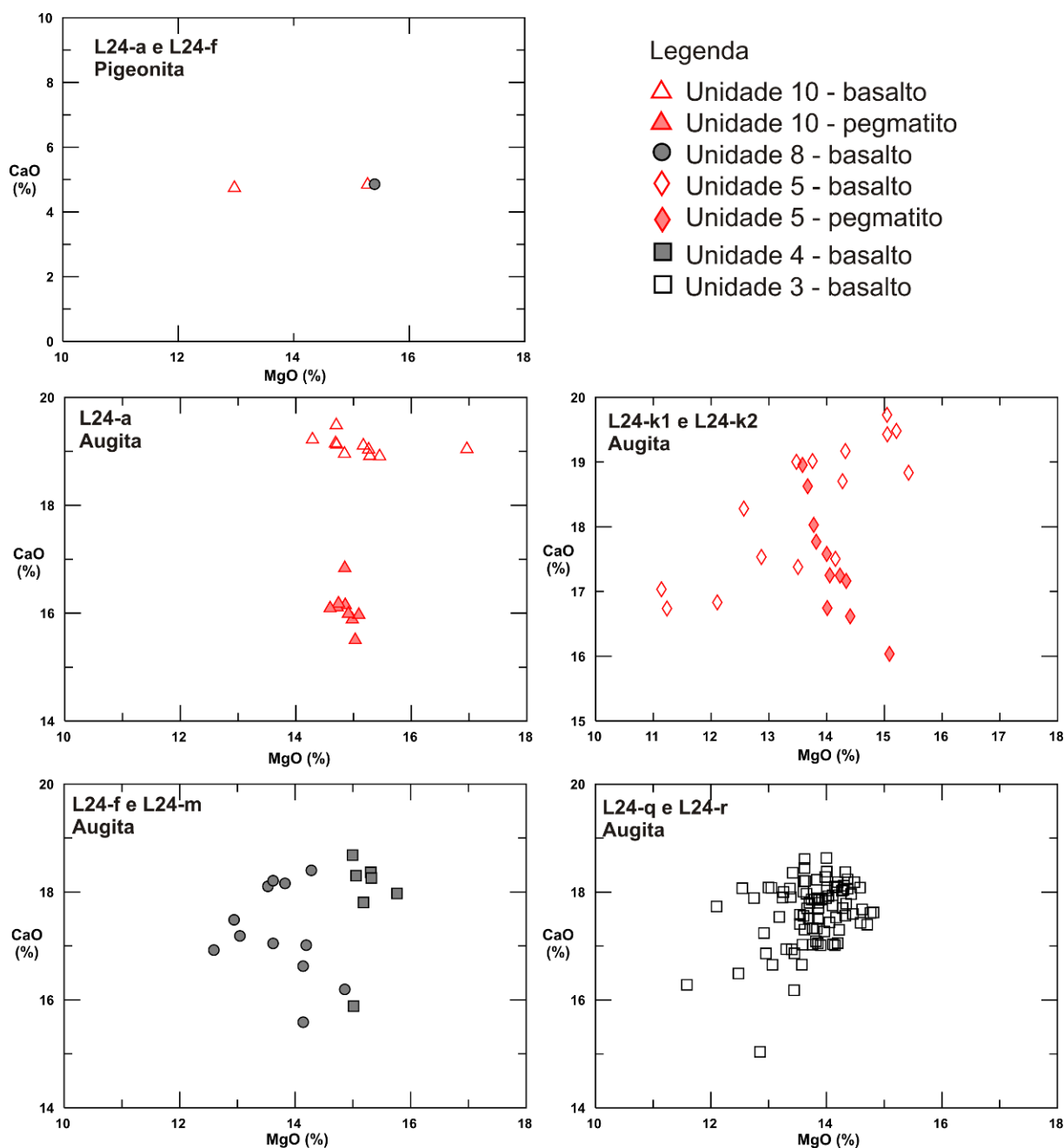


Figura 145 - Diagramas de variação MgO x CaO para os clinopiroxênios analisados.

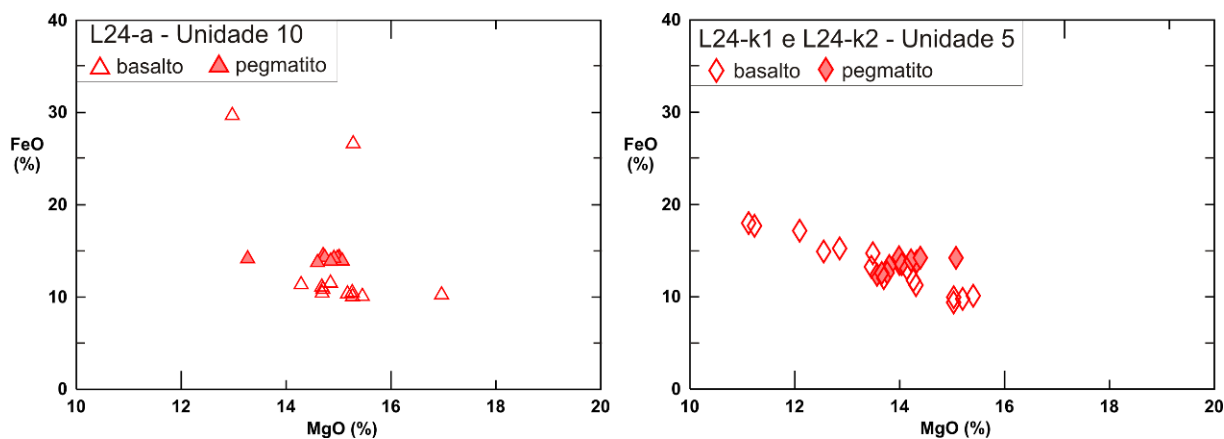


Figura 146 - Diagramas de variação MgO x FeO para os clinopiroxênios analisados nos basaltos e nos pegmatitos das amostra L24-a, L24-k1 e L24-k2.

5.6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Foram efetuadas 11 análises das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em amostras de basaltos e de pegmatito que ocorrem na área estudada. Para as correções de idade, efetuadas nas razões isotópicas de Nd e Sr, foi utilizada a idade de 133 Ma, que é compatível com dados Ar-Ar publicados para os basaltos da PMP (e.g. Renne *et al.* 1992; Turner *et al.* 1994; Thiede e Vasconcelos 2010).

Os basaltos das diversas unidades e de ambos os tipos químicos ($\text{TiO}_2 < 3\%$ e $\text{TiO}_2 > 3\%$) estudados, assim como o pegmatito da unidade 10, possuem composições isotópicas ligeiramente similares (Tabela 10).

Tabela 10 - Razões isotópicas de Nd, Sr e Pb obtidas para as rochas estudadas.

Amostra	Unidade	Litotipo	TiO ₂ %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$	$\epsilon_{\text{Nd}_i 133\text{Ma}}$	T _{DM} (GA)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$
L24-a1	10	Basalto	< 3	0,706173 ± 59	0,512394 ± 6	-3.8	1.39	18,036 ± 3	15,550 ± 4	38,457 ± 5
L24-a2	10	Pegmatito	< 3	0,706293 ± 53	0,512392 ± 8	-3.8	1.30	18,101 ± 4	15,560 ± 4	38,520 ± 5
L71-d	9	Basalto	> 3	0,706004 ± 81	0,512397 ± 8	-3.6	1.17	18,012 ± 4	15,528 ± 4	38,432 ± 4
L24-f	8	Basalto	> 3	0,706366 ± 58	0,512388 ± 10	-3.9	1.36	18,085 ± 6	15,532 ± 7	38,415 ± 8
L71-j	7	Basalto	< 3	0,706058 ± 61	0,512393 ± 26	-3.7	1.24	18,075 ± 5	15,568 ± 6	38,526 ± 6
L71-m	5	Basalto	< 3	0,706303 ± 61	0,512395 ± 8	-3.7	1.23	18,192 ± 4	15,538 ± 4	38,405 ± 4
L24-m	4	Basalto	> 3	0,706021 ± 70	0,512380 ± 8	-3.9	1.21	18,174 ± 6	15,541 ± 6	38,583 ± 6
L24-p	3	Basalto	> 3	0,705923 ± 43	0,512400 ± 8	-3.5	1.19	17,827 ± 9	15,492 ± 9	38,293 ± 9
L24-q	2	Basalto	> 3	0,706093 ± 61	0,512380 ± 8	-4.0	1.31	17,846 ± 5	15,486 ± 6	38,284 ± 6
L24-r	2	Basalto	> 3	0,705923 ± 49	0,512384 ± 7	-3.7	1.15	17,843 ± 5	15,487 ± 5	38,291 ± 5
L24-t	1	Basalto	> 3	0,705982 ± 63	0,512388 ± 7	-3.8	1.22	17,767 ± 4	15,486 ± 5	38,227 ± 5

As razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas estudadas variam de 0,70516 a 0,70589 (Figura 147) e de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0,51226 a 0,51229 (Figura 147), com $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ entre -4,0 e -3,6. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varia de 0,126 a 0,143 e a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ varia de 0,050 a 0,455. Estas rochas têm pequena variação nas composições isotópicas de Pb, onde $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 17,767 a 18,192 (Figura 148), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 15,486 a 15,568 (Figura 150) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 38,227 a 38,583.

As razões isotópicas de Nd mostram pouca variação indicando fonte praticamente homogênea para as rochas estudadas, com composições isotópicas muito semelhantes às aquelas investigadas por Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior *et al.* (2013) (Figura 147; Figura 148; Figura 149; Figura 150).

Durante a ascensão em direção à superfície os magmas basálticos podem assimilar porções de rochas crustais, o que provocaria modificações nas suas composições químicas e isotópicas. Em geral, as lavas basálticas contaminadas por rochas crustais têm elevadas razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ além de enriquecimento em SiO_2 , Ba, Rb e também em Zr e terras raras leves, a depender do litotipo contaminante (Rollinson 1993). A fim de verificar possíveis processos de contaminação crustal presentes nas rochas estudadas foram realizados alguns testes, seguindo os mesmos critérios utilizados por Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior *et al.* (2013) em rochas dos tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici da porção norte da PMP.

Tais critérios são:

- ✓ Presença de correlação positiva entre os índices de fracionamento magmático, como MgO e SiO_2 e as razões isotópicas indicativas de contaminação (e.g. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior *et al.* (2013);
- ✓ Relação $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: Baseado na premissa de que materiais crustais possuem baixas razões $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ ($< 0,1$), e que nos magmas mantélicos esta razão é alta, a relação entre $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é muito eficiente para identificar processos de contaminação crustal (Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior *et al.* (2013).

Todavia, não foram observadas correlações positivas nítidas entre SiO_2 , $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ e as razões entre elementos traço incompatíveis Nb/Zr e La/Yb com as razões isotópicas de Nd, Sr e Pb (Figura 151), que seriam indicativas de processos de contaminação crustal.

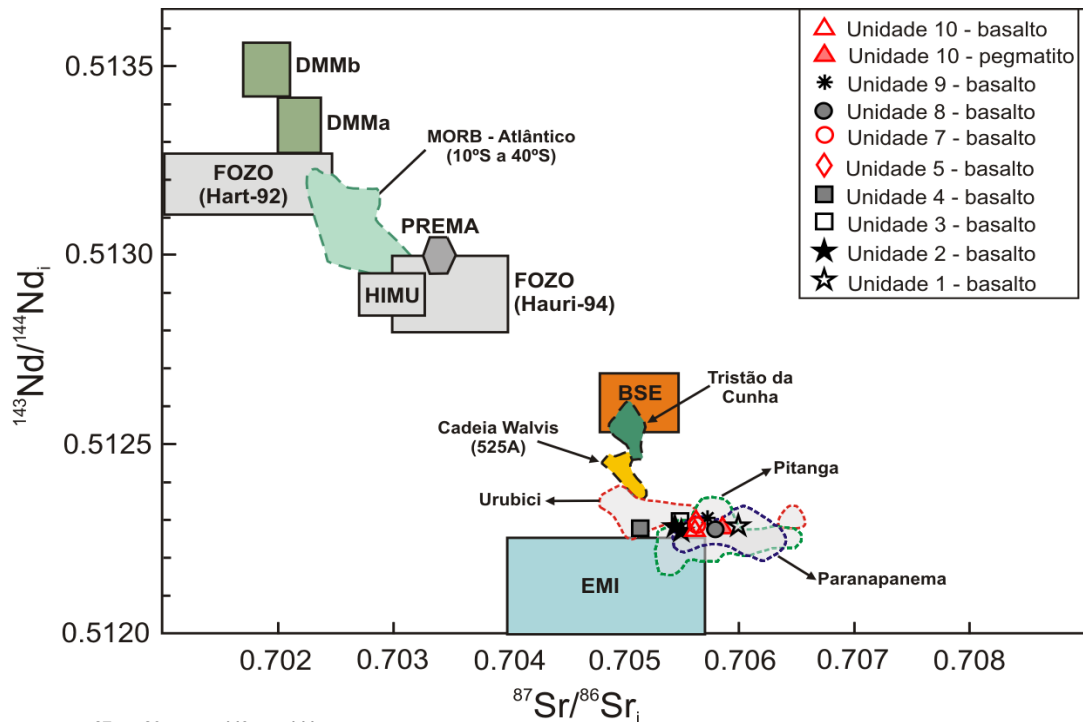


Figura 147 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \times ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ para as rochas estudadas. Figura adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart *et al.* (1986), Hart *et al.* (1992), Hauri *et al.* (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).

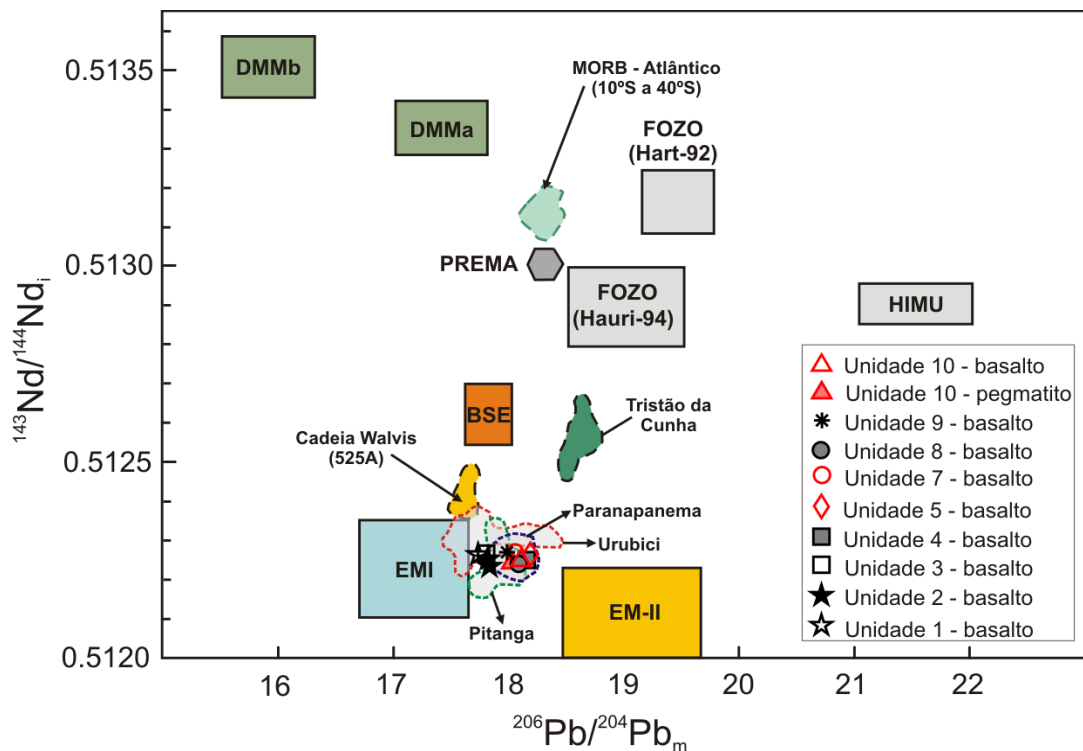


Figura 148 - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$ para as rochas estudadas. A figura foi adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart *et al.* (1986), Hart *et al.* (1992), Hauri *et al.* (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).

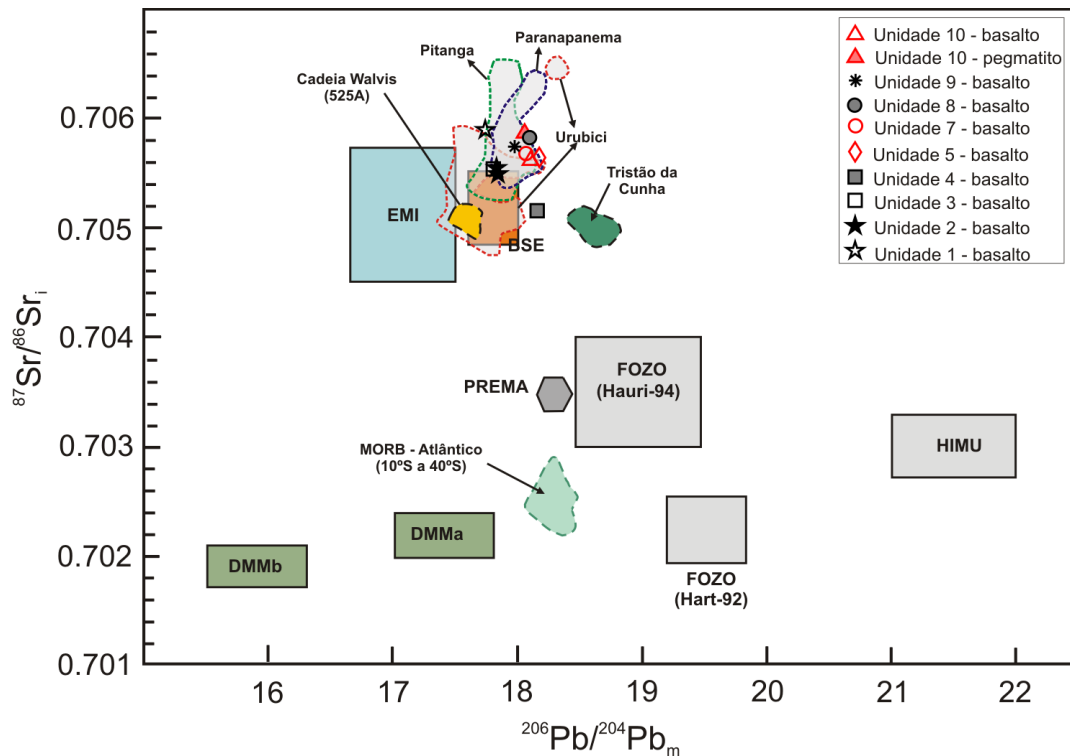


Figura 149 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$ para as rochas estudadas. A figura foi adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart *et al.* (1986), Hart *et al.* (1992), Hauri *et al.* (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).

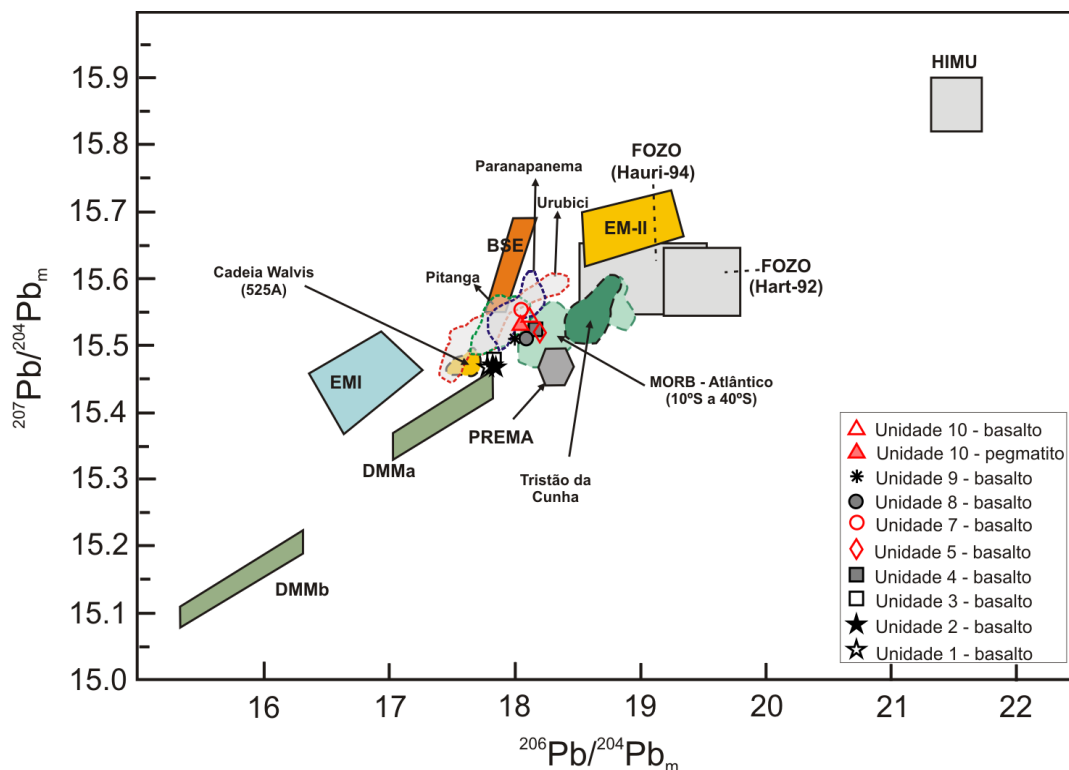


Figura 150 - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$ para as rochas estudadas. A figura foi adaptada de Rocha-Júnior (2010), onde os reservatórios do manto são de Zindler & Hart *et al.* (1986), Hart *et al.* (1992), Hauri *et al.* (1994); MORB do Atlântico (banco de dados PET-DB); Cadeia Walvis (sítio 525A) e Tristão da Cunha (banco de dados GEOROC). Os campos para os magmas (Alto-Ti) tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici foram delimitados de acordo com dados de Rocha-Júnior (2010).

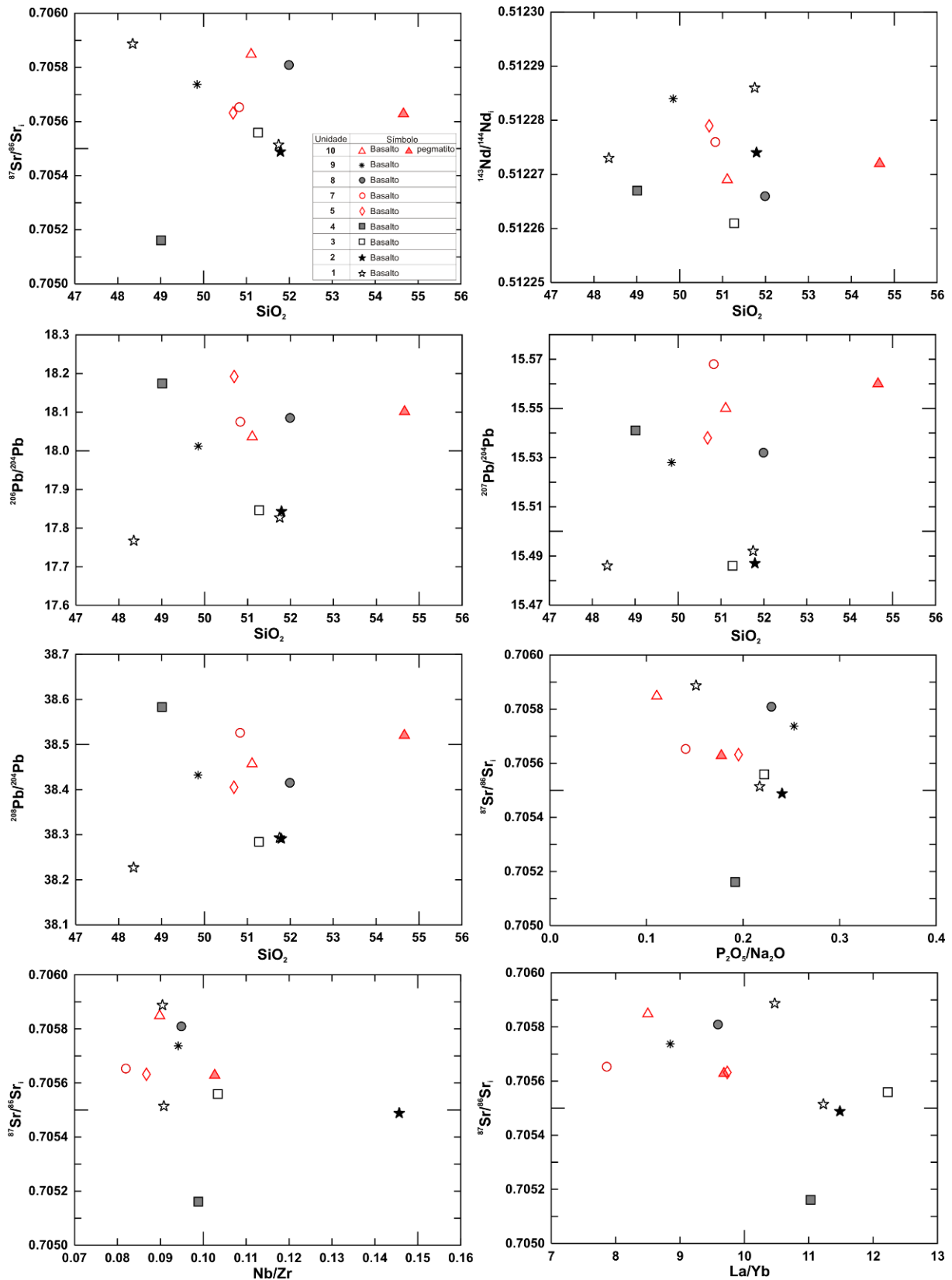


Figura 151 – Diagramas de variação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ x SiO_2 , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ x SiO_2 , $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x SiO_2 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x SiO_2 , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x SiO_2 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ x $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ x Nb/Zr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ x La/Yb para as rochas estudadas.

6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

6.1 ARQUITETURA DE DERRAMES E TIPOS MORFOLÓGICOS

Com base no empilhamento das fácies descritas em cada unidade é possível classificar o tipo morfológico da lava formadora. As principais características de cada unidade estão sintetizadas na Tabela 11. A seguir, será apresentado um resumo das 10 unidades e as interpretações dos tipos morfológicos.

Unidade 1

A unidade 1 se localiza na base da sequência descrita e é a mais antiga estudada. Possui pelo menos 12 m de espessura e ocorre nas sondagens L24 e Rc83, onde somente o topo e parte da porção central do derrame foram perfurados. O núcleo é rico em cavidades diktitaxíticas e localmente observam-se cilindros de vesículas. O topo é muito vesicular/amigdaloidal, onde as cavidades possuem formato irregular e aumentam em tamanho e concentração em direção ao topo. Na crosta superior o basalto está fragmentado, gerando autobrecha, e os espaços entre os fragmentos estão preenchidos por sedimento fino.

A presença de autobrecha no topo – mesmo que pouco expressiva – somada ao fato das vesículas serem irregulares e aumentarem em concentração em direção ao topo, indicam que houve o rompimento parcial da crosta superior da lava durante o avanço do fluxo. Este rompimento fez com que grande parte dos voláteis ascendessem rapidamente e se concentrassem no topo, onde a pressão heterogênea e o fluxo da lava levaram à deformação das vesículas. A presença de vidro intersticial (alterado para argilominerais e rico em cristais finos de plagioclásio) em meio a cristais bem formados de plagioclásio (granulação média) indica a atuação de 2 processos de subresfriamento bastante distintos. Provavelmente grande parte dos cristais de plagioclásio já estava formada quando a lava chegou à superfície. Com o rompimento da crosta superior, a taxa de resfriamento aumentou, o que permitiu a formação do vidro vulcânico intersticial e dos cristais de plagioclásio finos e com feições de resfriamento rápido.

Com base nas características texturais e estruturais descritas, esta unidade é interpretada como um morfotipo transicional entre o tipo *pahoehoe* e o *rubbly pahoehoe*.

Camada sedimentar entre as unidades 1 e 2

Entre as unidades 1 e 2 ocorre cerca de 80 cm de rocha composta por material siliciclástico fino com fragmentos de basalto no topo, os quais apresentam estrutura granocrescente ascendente e textura *jigsaw-fit* (quebra-cabeça). Os fragmentos de basalto

são angulosos, com bordas subplanares e curvas. A matriz é composta por grãos finos (<0,2 mm) subangulosos a angulosos de quartzo, feldspato, minerais opacos e litoclastos arredondados de basalto hipocristalino. O contato com a unidade 1 é irregular, marcado pelo preenchimento dos poros do topo da unidade subjacente.

Esta camada se assemelha aos peperitos descritos por Waichel (2006) e Waichel *et al.* (2007) nas regiões de Toledo, Missal, Matelândia e Salto Caxias, no sudoeste do Paraná, onde a interação da porção basal de derrames basálticos com sedimentos finos, inconsolidados e úmidos gerou brechas clasto suportadas (peperito *closed-packed*) e matriz suportada (peperito disperso).

A presença predominante de grãos de quartzo e subordinada de feldspato, opacos e litoclastos arredondados de basalto indicam fonte mista para o sedimento que compõe esta camada. Parte pode derivar do retrabalhamento do basalto (litoclastos, grãos de feldspato e óxidos), entretanto a maior parte (grãos de quartzo) deve provir de fonte externa ao ambiente vulcânico.

Unidade 2

A unidade 2 (“derrame A” na classificação da Itaipu - Figura 10), com espessura máxima de 33 m, é composta por topo amigdaloidal, núcleo rico em cavidades diktitaxíticas e base afanítica com poucas amígdalas arredondadas esféricas, milimétricas. A granulação da rocha grada de afanítica para fanerítica fina no núcleo, onde localmente ocorrem feições identificadas como cilindros de vesículas. As características texturais e estruturais observadas sugerem que este seja um fluxo tipo *pahoehoe* inflado.

Unidades 3 e 4

As unidades 3 e 4 (consideradas topo do “derrame A” na classificação da Itaipu) possuem espessura entre 4 e 7 m cada e são compostas por: autobrecha no topo (20 cm a 1,5 m de espessura) composta por fragmentos angulosos e irregulares, hipocristalinos de basalto amigdaloidal; seguida por porção vesicular/amigdaloidal (~2 m); núcleo maciço, composto por basalto hipohialino; e base pobremente vesicular. De acordo com essas características estas unidades são classificadas como *rubbly pahoehoe*.

Entre as unidades 3 – 4 e 4 – 5 ocorrem camadas de ~20 – 80 cm de arenito muito fino com matriz siltosa, maciço, bastante coeso. No topo das unidades 3 e 4 este material sedimentar preenche a porosidade primária das autobrechas. Interpreta-se que este material estava sendo transportado na superfície do terreno, se infiltrou na porosidade da autobrecha e se depositou em pequenas depressões sobre a superfície irregular do campo de lavas,

formando camadas decimétricas. Situação similar ocorre atualmente na área do centro monogenético de *Negro de Chorrillos*, no altiplano Argentino, próximo a *San Antonio de Los Cobres*, localizada nos domínios da Puna seca (precipitação anual entre 100 – 400 mm). Na região, onde ocorrem fluxos de lava dos tipos *pahoehoe* e em bloco de idade plioquaternária ($0,45 \pm 0,1$ Ma – Aquater (1980) citado por Petrinovic *et al.* (2006)), sedimentos finos, de cor avermelhada, se infiltram entre os blocos do topo do derrame, preenchendo a porosidade primária da autobrecha (Figura 152).



Figura 152 – Sedimento avermelhado, fino, depositado sobre autobrecha basáltica e entre os fragmentos que constituem a autobrecha, no topo de lava em bloco do Centro Monogenético Negro de Chorrillos, Região de San Antonio de Los Cobres, na puna Argentina.

O contato destas camadas sedimentares com a base das unidades 4 e 5 variam de brusco a interdigitado, onde localmente ocorre uma brecha peperítica (espessura centimétrica) formada por fragmentos de basalto inseridos no arenito-siltico. A presença localizada de brecha no contato sedimento-lava mostra que a interação entre a lava e o sedimento foi pouco efetiva. Isso pode indicar que as camadas sedimentares estavam predominantemente secas no momento da colocação das lavas das unidades 4 e 5 e que não havia gradiente topográfico significativo o suficiente para que a lava interagisse com o sedimento a partir da remobilização deste.

Unidade 5

A unidade 5 (“derrame B” da classificação da Itaipu) possui espessura máxima de 49 m e é composta por basalto coerente afanítico, holocristalino, com topo vesicular/amigdaloidal, núcleo com cavidades diktitaxíticas e base com poucas amígdalas. Na porção superior do núcleo desta unidade ocorrem níveis decimétricos de pegmatitos básicos, em contato interdigitado com o basalto hospedeiro. Os pegmatitos são faneríticos, equigranulares de granulação média, possuem cavidades diktitaxíticas e apresentam “bolsões” (intersticiais aos cristais de plagioclásio, piroxênio e opacos) ricos em cristais ocos de plagioclásio e com texturas plumosa e axiolítica. Estas feições são indicativas de

cristalização em condições de resfriamento rápido e contrastam com as condições de cristalização lenta predominante no pegmatito (granulação média). Isso indica que o pegmatito cristalizou a partir de duas condições de subresfriamento distintas: (I) resfriamento lento, responsável pela geração dos cristais de granulação média; (II) resfriamento rápido, responsável pela formação dos cristais ocos e com texturas axiolítica e plumosa.

As características texturais e estruturais desta unidade indicam que esta se formou a partir de um fluxo de lava do tipo *pahoehoe* inflado.

Unidade 6

A unidade 6 (considerada o topo do “derrame B” na classificação da Itaipu) possui espessura entre 10 e 18 m e não está completa em todas as sondagens. No topo ocorre autobrecha composta predominantemente por blocos de basalto hipocristalino, muito vesicular, com até 60% de vesículas subarredondadas irregulares. O núcleo é composto por basalto afanítico, hipohialino, geralmente maciço, mas, subordinadamente, ocorrem amígdalas estreitas, alongadas e deformadas. Na base ocorre autobrecha composta por fragmentos de basalto vesicular, os quais estão mais bem soldados do que na crosta superior, onde a autobrecha é pouco coesa.

É comum, principalmente na autobrecha de topo, ocorrer cimentação da porosidade primária por calcita e zeólita. Localmente a autobrecha de topo apresenta também cimentação por material siliciclástico fino (arenito muito fino com matriz siltosa). Interpreta-se que este material estava sendo transportado na superfície do terreno e se infiltrou na porosidade da autobrecha, como ocorre no topo das unidades 3 e 4. Entretanto, o sedimento não era abundante o suficiente para formar uma camada sobre a autobrecha.

A presença de autobrecha na base e no topo desta unidade e o núcleo maciço permitem classificar esta unidade como sendo formada por fluxo do tipo *a’a’*.

Unidade 7

A unidade 7, a qual corresponde ao “derrame C” da classificação da Itaipu, é composta por: (I) fluxo *pahoehoe* com espessura variando de 23 a 33 m, composto predominantemente por basalto vesicular/amigdaloidal no topo, com megavesículas alongadas (até 15 cm) seguidas por núcleo maciço e base pouco vesicular; (II) ~2 m de brecha matriz suportada, composta por blocos de basalto em matriz sedimentar fina, laminada, sobreposta ao fluxo *pahoehoe* (I) nas sondagens L34, L14, L71 e R16; (III) lobos do tipo P de pequena dimensão, sobrepostos à brecha matriz suportada (II) no afloramento 2 e sobrepostos ao fluxo *pahoehoe* (I) na sondagem L69.

O fluxo (I) é classificado como tipo *pahoehoe* por apresentar contato superior bem marcado por um plano subhorizontal retilíneo, topo vesicular/amigdaloidal, núcleo maciço e base pouco vesicular.

A origem da camada de brecha matriz suportada (II) é incerta. A observação da camada a partir de furos de sondagem limita a visualização da distribuição lateral desta camada. Entretanto, algumas possíveis origens aventadas são: (a) peperito; (b) autobrecha preenchida por sedimento; (c) depósito sedimentar de alta energia (conglomerado).

A hipótese desta camada se tratar de um peperito (a) é pouco provável, pois o processo de interação deveria ocorrer entre a lava acima (unidade 8) e uma camada de sedimento inconsolidado, depositado no topo da unidade 7, gerando uma brecha com fragmentos de basalto organizados de modo granocrescente ascendente, o que não é observado nos testemunhos. Outra evidência contra a hipótese do peperito é que os fragmentos de basalto amigdaloidal, inclusos na matriz arenosa, não se assemelham ao basalto da unidade 8, mais sim ao amigdaloidal do fluxo *pahoehoe* abaixo.

A camada poderia se tratar do topo autobrechado da unidade 7 (hipótese b), cuja porosidade (espaço entre os fragmentos) foi preenchida por sedimento. Entretanto, espera-se que a autobrecha seja clasto suportada, e não matriz suportada como a que ocorre nas sondagens L34, L71, L14 e R16. Para esta hipótese também não é cabível a presença de laminação no sedimento, pois a infiltração não seria capaz de gerar esta laminação.

Um fluxo aquoso de alta energia poderia formar um conglomerado, composto por fragmentos de basalto remobilizados do derrame abaixo, juntamente com sedimento fino disponível no sistema. Nesse caso a presença de laminação na porção fina do sedimento seria explicada por um regime de fluxo superior. Entretanto, fazem-se necessários mais estudos a cerca do paleoclima da região, na época da deposição, para se verificar a possibilidade de ocorrência de chuvas torrenciais.

Unidade 8

A unidade 8 de espessura variando de 13 a 19 m é composta por basalto cinza rosado, com topo vesicular/amigdaloidal, núcleo rico em cavidades diktitaxíticas – com ocorrências de cilindros de amígdalas/vesículas – e base pouco amigdaloidal. Os contatos superior e inferior são bruscos, com ausência de brechas associadas, e o contato superior é marcado por uma superfície suave, subhorizontal. Esta unidade é interpretada como composta por lavas do tipo *pahoehoe*. Corresponde ao “derrame D” da classificação utilizada pela Itaipu.

Unidade 9

A unidade 9 é composta por: um fluxo com topo e base autobrechado nas sondagens R20, R16 e R72 (localizadas a oeste), o qual é classificado como lava tipo *a'a'*; um fluxo com topo autobrechado nas sondagens L118, L87, L34, L48, L49, L14, L71, L69 e no afloramento 2 (localizados a leste), o qual é classificado como tipo *rubby pahoehoe*. Na sondagem R42 são identificados 2 fluxos coerentes e um autobrechado no topo, classificados como tipo *pahoehoe* e *rubby pahoehoe*, respectivamente; enquanto que na sondagem R37 ocorrem 3 fluxos com autobrecha no topo, todos classificados como tipo *rubby pahoehoe*. A espessura total desta unidade varia de < 1 a 9 m.

Em campo (Figura 26) e em lâmina delgada (Figura 115 e Figura 116) observam-se feições indicativas da interação e incorporação de fragmentos de basalto vesicular do topo (ou da base) pelo núcleo coerente da lava, nos fluxos classificados como *rubby pahoehoe* e *a'a'*, indicando que a fragmentação da lava ocorreu durante o avanço da lava. É possível que os fluxos principais descritos nesta unidade, *rubby pahoehoe* e *a'a'*, derivem de um mesmo fluxo que durante o avanço da lava transicionou de morfologia *rubby pahoehoe* (leste) para *a'a'* (oeste). Os dois fluxos descritos na base da unidade 9 nas sondagens R42 (coerentes) e R37 (brechados) ocorrem restritos a estas sondagens e são, provavelmente, anteriores ao fluxo principal, o qual recobre estes fluxos.

A presença de brecha hialoclástica, no contato entre os dois fluxos autobrechados da base da unidade 9, na sondagem R37, é um importante indicativo da presença de água junto ao sedimento depositado na época do domínio vulcânico.

Unidade 10

A unidade 10 é a mais jovem estudada, com até 40 m de espessura, corresponde ao “derrame E” da classificação utilizada pela Itaipu. É constituída por basalto afanítico, hipohialino, com poucas amígdalas na base, núcleo maciço e o topo é pouco vesicular/amigdaloidal. Nas sondagens verifica-se a presença de níveis de pegmatitos básicos, com espessura variando de 5 a 50 cm, localizados na porção superior do núcleo. Assim como ocorre na unidade 5, os pegmatitos são faneríticos, equigranulares médios e possuem contato interdigitado com o basalto hospedeiro. Em afloramento observam-se disjunções colunares sigmoidais não homogêneas, com espaçamento variando de 20 cm a 2 m. Apesar de ser pobre em amígdalas e vesículas, este derrame é interpretado como sendo do tipo *pahoehoe*. A baixa concentração de amígdalas e vesículas, e a ausência de cavidades diktitaxíticas, observadas na petrografia, indicam que a lava era pobre em elementos voláteis.

Tabela 11 - Síntese das características físicas das unidades descritas na área de estudo.

Unidade	Espessura (m)	Características do fluxo					Peperito na base	Brecha de topo preenchida por sedimento	Morfologia da lava
		Brecha de topo	Brecha na base	Crosta superior	Núcleo	Crosta basal			
10	40	não	não	vesículas arredondadas esféricas e alongadas	pegmatito; maciço	vesículas arredondadas esféricas	não	não	Pahoehoe
9	< 1 - 9	sim	localmente	blocos de basalto muito vesicular	vesículas irregulares; maciço	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares;	localmente	localmente	Transição entre Rubbly e a'a;
		não (R42); sim (R37)	não	vesículas arredondadas (R42); blocos de basalto muito vesicular (R37);	maciço (R42); vesículas irregulares (R37)	maciço	sim, localmente	Sim (R37)	Pahoehoe (R42); Rubbly pahoehoe (R37)
8	13 - 19	não	não	amígdalas/vesículas arredondadas esféricas; lençóis de amígdalas/vesículas; drusas; cavidades diktitaxíticas;	cavidades diktitaxíticas; cilindros de vesículas/amígdalas	vesículas esféricas	não	não	Pahoehoe
entre 7 - 8	~2 m	brecha matriz suportada, composta por blocos de basalto vesicular da unidade 7 dispersos em matriz sedimentar fina (arenito muito fino com matriz siltsosa).							
7	23 - 33	não	não	vesículas arredondadas esféricas, alongadas e irregulares	megavesículas; cavidades diktitaxíticas	maciço	não	não	Pahoehoe
6	10 - 18	sim	sim	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	maciço; vesículas irregulares subordinadas	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	não	sim, localmente	a'a'
5	49	não	não	vesículas arredondadas esféricas e alongadas	pegmatito; cavidades diktitaxíticas	vesículas esféricas	sim, localmente	não	Pahoehoe
4	4 - 7	sim	não	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	maciço	maciço	sim, localmente	sim	Rubbly pahoehoe
3	4 - 7	sim	não	blocos de basalto muito vesicular; vesículas irregulares	maciço	maciço	não	sim	Rubbly pahoehoe
2	33	não	não	vesículas arredondadas esféricas e alongadas	rico em cavidades diktitaxíticas; cilindros de vesículas/amígdalas	vesículas esféricas	sim	não	Pahoehoe
1	ao menos 12	sim (pouco expressiva)	base não observada	blocos de basalto muito vesicular; poucos blocos; vesículas irregulares	rico em cavidades diktitaxíticas; cilindros de vesículas/amígdalas	—	base não observada	sim	Transição pahoehoe para rubbly pahoehoe

6.2 CONDICIONANTES DAS VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS DAS LAVAS

Em 1884 Dutton já observava que os tipos de lava *pahoehoe* e *a'a'* às vezes ocorriam em posições diferentes de um mesmo fluxo de lava e, para ele, a explicação para este fenômeno está relacionada às condições – e às variações das condições – do avanço do fluxo de lava. Os fatores que controlam a morfologia das lavas são a viscosidade e a taxa de deformação, os quais são diretamente influenciados pelas variações na taxa de efusão, na paleotopografia e na taxa de resfriamento (Macdonald 1953; Peterson & Tilling 1980; Rowland & Walker 1987; Rowland & Walker 1990).

A formação de derrames tipo *pahoehoe* é associada a baixas taxas de erupção ($<5\text{-}10\text{m}^3/\text{s}$), enquanto que as lavas do tipo *a'a'* formam-se a partir de maiores taxas de erupção ($>5\text{-}10\text{m}^3/\text{s}$) (Rowland & Walker 1990). Derrames *a'a'*, devido à crosta superior rompida, perdem calor rapidamente, o que se reflete no aumento da viscosidade. Já derrames *pahoehoe* preservam a crosta superior e avançam por tubos que minimizam a perda de calor, mantendo a baixa viscosidade (Rowland & Walker 1990).

Rowland & Walker (1990) observam que erupções recentes do Mauna Loa produziram fluxos *a'a'* e *pahoehoe* concomitantes, onde o fluxo *a'a'* formou-se em um curto período de tempo a partir de uma alta taxa de descarga, o qual foi seguido por um fluxo *pahoehoe* formado sobbaixa taxa de descarga, ativa por um longo período de tempo. Erupções com altas taxas de descarga, como as que geram as lavas *a'a'*, são associadas ao esvaziamento rápido de câmaras magmáticas principais ou subsidiárias. Nesse caso a vesiculação rápida do magma próximo à superfície faz com que a erupção ocorra com altas taxas de efusão. Em contrapartida, erupções sobbaixa taxa de efusão, que geram fluxos contínuos por longos períodos de tempo, formam-se a partir da circulação livre do magma pelo sistema de “encanamento” que o leva até a superfície e, nesse caso ocorre a separação dos gases do magma antes da erupção (Rowland & Walker 1990).

Na região da Itaipu Binacional, as lavas *pahoehoe* são espessas (20 a 50 metros de espessura cada) e estão intercaladas aos tipos *a'a'* e *rubby pahoehoe*, menos espessos do que a *pahoehoe*. Esta situação vulcânica, de intercalação de morfotipos diferentes de lavas, é distinta daquela descrita na base da PMP na região da Sinclinal de Torres, onde a atividade vulcânica inicial é marcada por lavas do tipo *pahoehoe* pouco espessas que dão lugar a fluxos *rubby* espessos no topo da sequência (Rossetti *et al.* 2014).

Considerando a composição relativamente homogênea das unidades estudadas, predominantemente básica, que resulta em viscosidade primária semelhante para as lavas e, observando-se que a paleotopografia é aproximadamente plana nas seções realizadas, interpreta-se que o principal condicionante da morfologia das lavas na região da Itaipu é a variação na taxa de efusão. Desse modo, as lavas *pahoehoe* espessas da região de Itaipu

formaram-se a partir de baixas taxas de efusão atuantes durante erupções prolongadas. Na unidade 1, a presença de autobrecha de topo pouco expressiva, associada ao núcleo rico em cavidades diktitaxíticas e com cilindros de vesículas (características comuns em fluxos *pahoehoe*) é interpretada como o momento da transição de um fluxo inicial *pahoehoe* para um fluxo *rubby pahoehoe*. Esta transição é associada ao aumento da taxa de efusão de um fluxo *pahoehoe*, provavelmente na porção proximal do fluxo.

As lavas *rubby pahoehoe* e *a'a'* da região de Itaipu estão associadas ao aumento da taxa de efusão, relativo à formação da *pahoehoe*. Na unidade 9 observa-se a transição de *rubby pahoehoe* para *a'a'*, indicando mais uma vez variações na taxa de efusão.

A presença predominante de fluxos espessos, dominados pelos tipos *pahoehoe* inflados e *rubby pahoehoe* simples são indicativos de atividade vulcânica possante na região oeste do Paraná. Isto caracteriza um aumento na atividade vulcânica em relação à base da PMP na região da Sinclinal de Torres, seguindo a tendência crescente lá observada por Rossetti *et al.* (2014).

Nas lavas *rubby* e *a'a'*, o rompimento da crosta superior durante o avanço da lava constitui um importante condicionante das mudanças texturais e estruturais presentes nas rochas destes fluxos (em relação ao *pahoehoe*), o qual inicia uma reação em cadeia. A partir da fragmentação da crosta superior, a lava passa a perder calor mais rapidamente, propiciando uma maior geração de germes de cristalização, o que conseqüentemente irá ocasionar o aumento da viscosidade (Polacci *et al.* 1999). Assim, a ação de todos estes fatores induz ao aumento contínuo da fragmentação da lava.

Nas lavas descritas neste trabalho observa-se a diminuição da granulação e o aumento do número de cristais das lavas coerentes (*pahoehoe*, Figura 153) para as brechadas (*rubby*, Figura 154, e *a'a'*, Figura 155). Tais variações texturais entre as lavas *rubby*, *a'a'* e *pahoehoe* são identificadas em basaltos do Havai (Polacci *et al.* 1999), da Província do Deccan (Brown *et al.* 2011) e da Província Magmática do Paraná, na região da Sinclinal de Torres (Lima *et al.* 2012; Rossetti *et al.* 2014).

Nas lavas da região da Itaipu a presença de cavidades diktitaxíticas é marcante nas lavas *pahoehoe*, menos frequente nas *rubby* e praticamente ausente nas *a'a'*. Em geral, as amígdalas e vesículas são arredondadas esféricas ou alongadas nas lavas *pahoehoe* e irregulares/deformadas nas *rubby* e *a'a'*, do mesmo modo como observado por Macdonald (1953) em lavas do Havai e diversos autores em outras províncias (e.g. Lima *et al.* 2012; Polacci *et al.* 1999; Duraiswami *et al.* 2013). A deformação das vesículas é um marcador da transição entre os membros finais *pahoehoe-a'a'* e pode ser utilizado como um índice para mensurar a taxa de deformação da lava (Polacci *et al.* 1999; Duraiswami *et al.* 2003; Duraiswami *et al.* 2013).

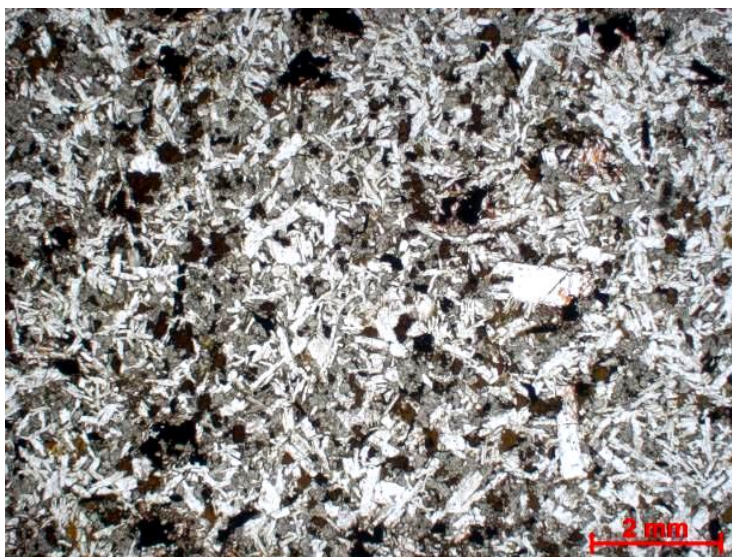


Figura 153 - Núcleo de lava pahoehoe. Unidade 5, amostra L24-k2. P//.

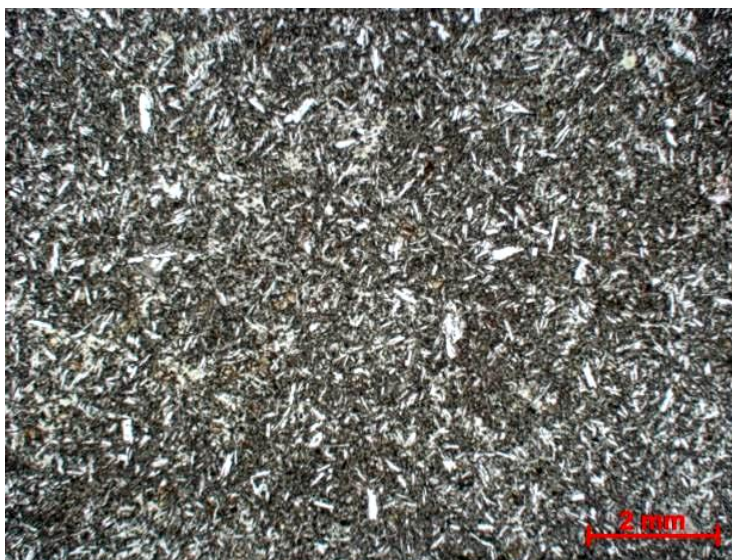


Figura 154 - Núcleo de lava rubbly pahoehoe. Unidade 9, amostra L71-d. P//.



Figura 155 - Núcleo de lava a'a'. Unidade 6, amostra R37-j. P//.

6.3 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS DOS BASALTOS

As rochas das 10 unidades da região de Itaipu possuem de $\text{TiO}_2 > 2\%$ e pertencem à suíte de alto TiO_2 da Província Magmática do Paraná. Ao longo da sequência de aproximadamente 200 m de rochas estudadas observa-se a intercalação de 2 tipos químicos de alto TiO_2 , os quais apresentam diferenças bem marcadas nos teores de Zr, Pb e MgO, além do TiO_2 (Tabela 12). Os basaltos possuem teor de SiO_2 entre 46-51%, enquanto que nos pegmatitos o teor de SiO_2 é mais elevado, 51-53%. Devido às suas particularidades os pegmatitos serão discutidos à parte, no âmbito das unidades onde estes ocorrem.

Tabela 12 - Características geoquímicas dos 2 grupos de rochas identificados.

Grupo I Unidades: 1, 2, 3, 4, 8, e 9	Grupo II Unidades: 5, 6, 7 e 10
$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}) = <0,3$	$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}) = >0,3$
$\text{P}_2\text{O}_5 = > 0,5\%$	$\text{P}_2\text{O}_5 = < 0,5\%$
$\text{TiO}_2 = > 3\%$	$\text{TiO}_2 = < 3\%$
$\text{Zr} = > 200 \text{ ppm}$	$\text{Zr} = < 200 \text{ ppm}$

O grupo 1, cujo teor de TiO_2 está entre 3-4%, presente nas unidades 1, 2, 3, 4, 8 e 9, é o mais enriquecido e, desta forma, apresenta os maiores valores de Zr, P_2O_5 e os menores de MgO (~3-5%). Este grupo tem características litogeoquímicas compatíveis com o magma tipo Pitanga (Peate *et al.* 1992; Peate 1997) (Figura 156). Em contrapartida, o grupo 2 (teor de TiO_2 entre 2-3% - unidades 5, 6, 7 e 10 - rochas relativamente mais primitivas) é compatível com o magma tipo Paranapanema (Peate *et al.* 1992; Peate 1997) (Figura 156).

Comparando-se os dados geoquímicos com a divisão estatística proposta por Licht & Lima (2014) para as vulcânicas da PMP (detalhes na Tabela 4), constata-se que: o grupo 1 corresponde ao tipo 4 – LSi-LZr-HTi-HP – e o grupo 2 corresponde ao tipo 1 – LSi-LZr-LTi-LP – sendo mapeados de modo intercalado na porção sudoeste da seção A-A' (Figura 157).

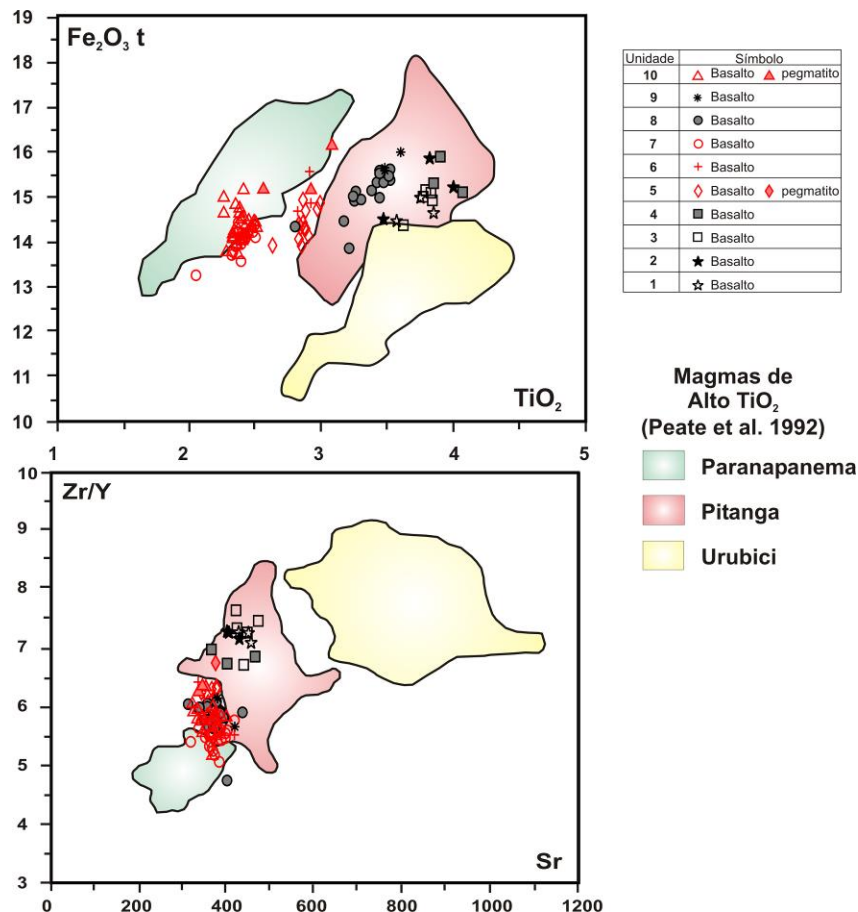


Figura 156 - Diagramas $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} \times \text{TiO}_2$ e $\text{Zr/Y} \times \text{Sr}$ (Peate et al. 1992) para magmas de alto TiO_2 e correlação com as rochas estudadas.

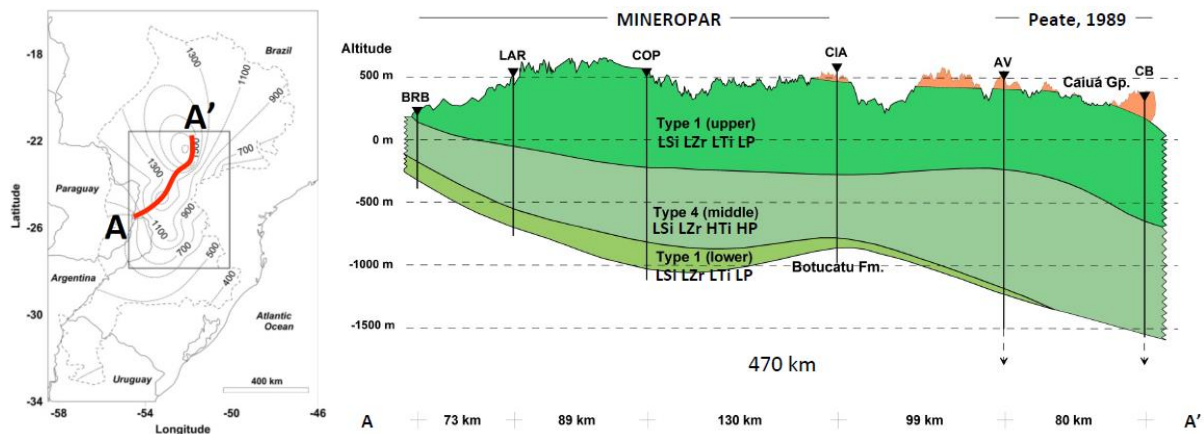


Figura 157 - Distribuição dos 3 tipos principais de rochas de baixo SiO_2 (LSi) na região centro-norte da Província Magmática do Paraná (Licht & Lima 2014).

Estudos de química mineral não mostram diferenças composicionais significativas entre plagioclásios, piroxênios e óxidos analisados em rochas pertencentes aos 2 grupos químicos. Os plagioclásios são predominantemente classificados como labradorita e andesina, com raras ocorrências de bitownita (unidade 10). Os piroxênios analisados são do tipo Quad ($Q(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) - J(2\text{Na})$) classificados predominantemente como augita, com

rara presença de pigeonita nas unidades 10 e 8. Os óxidos são classificados como ilmenita e titanomagnetita.

Do ponto de vista isotópico, os basaltos das diversas unidades e o pegmatito da unidade 10 são similares entre si. Os valores das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e a idade modelo (T_{DM}) calculados são muito similares aos valores obtidos por Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior *et al.* (2013) para lavas dos tipos Pitanga e Paranapanema na região norte da Província Magmática do Paraná (Tabela 13). Os valores de ϵ_{Nd_i} das lavas em Itaipu ($\epsilon_{\text{Nd}_i} = -4,0$ a $-3,5$ grupo 1; e $-3,8$ a $-3,7$ grupo 2) são um pouco menos negativos do que os valores encontrados por Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior *et al.* (2013) na porção norte da Província ($\epsilon_{\text{Nd}_i} = -5,6$ a $-2,7$ Pitanga; $-4,8$ a $-3,9$ Paranapanema).

Tabela 13 - Tabela comparativa entre os dados isotópicos adquiridos para as rochas de alto TiO_2 da região de Itaipu e aqueles obtidos por Rocha-Júnior (2010) e Rocha-Júnior *et al.* (2013) na porção norte da Província Magmática do Paraná.

		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\epsilon_{\text{Nd}_i} 133\text{Ma}$	$T_{\text{DM}} \text{ (GA)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$
Pitanga	Grupo 1	0,70516-0,70589	0,51226-0,51229	-4,0 a -3,5	1,1 - 1,3	17,767-18,174	15,486-15,541	38,227-38,583
	Rocha-Júnior	0,70565-0,70642	0,51218-0,51233	-5,6 a -2,7	1,2	17,741-18,247	15,499-15,566	38,183-38,431
Paranapanema	Grupo 2	0,70563-0,70585	0,51227-0,51228	-3,8 a -3,7	1,2 - 1,3	18,036-18,192	15,538-15,568	38,405-38,526
	Rocha-Júnior	0,70552-0,70631	0,51222-0,51227	-4,8 a -3,9	1,2	17,887-18,135	15,513-15,562	38,260-38,446

As vulcânicas de alto TiO_2 da Província Magmática do Paraná são consideradas não contaminadas por crosta continental (e.g. Marques *et al.* 1999; Rocha-Júnior 2010; Rocha-Júnior *et al.* (2013)). Testes realizados para averiguar possíveis processos de contaminação crustal associados às lavas estudadas, na área de Itaipu, confirmam que estas não foram significativamente afetadas por processos de contaminação crustal.

Os processos envolvidos na gênese dos basaltos da PMP são amplamente discutidos na literatura e este é um assunto ainda muito controverso. Gibson *et al.* (1995), Gibson *et al.* (2005) entre outros defendem o modelo baseado na participação de uma fonte profunda, vinculada a uma pluma do manto astenosférico (Tristão da Cunha). Marques *et al.* (1999) e Peate *et al.* (1999) consideram como fonte o manto litosférico heterogêneo e, nesse caso, a pluma teria atuado apenas como uma fonte de calor neste processo. Ernesto *et al.* (2002) propõem que o magmatismo ocorreu devido a uma grande anomalia térmica e sem a participação de uma pluma mantélica. Baseado em dados geoquímicos e isotópicos (Nd, Sr, Pb e Os) Rocha-Júnior *et al.* (2013) propõem que as rochas de alto TiO_2 da PMP têm como fonte o manto peridotítico sublitosférico venulado ou intercalado com componentes máficos. Neste modelo, o manto sublitosférico teria sido enriquecido por fluidos e/ou magmas relacionados a processos de subducção neoproterozoicos. Bologna *et*

al. (2013) consideram que o embasamento da Bacia do Paraná é composto pela colagem de terrenos de idades e naturezas distintas, sendo resultantes da acreção tectônica ocorrida durante a formação do Gondwana Ocidental.

6.4 PEGMATITOS BÁSICOS

O processo de segregação magmática é responsável pela formação de uma variedade de estruturas em rochas basálticas, as quais podem estar presentes tanto em derrames quanto em intrusões (Hartley & Thordarson 2009). Feições típicas, relacionadas à segregação magmática, são: os cilindros de vesículas, que são estruturas aproximadamente verticais; vesículas esféricas; *pipe* vesículas; e os diferenciados pegmatíticos ou lençóis horizontais de vesículas (*vesicle sheets*) (e.g. Hartley & Thordarson (2009); Philpotts *et al.* (1996); Merle *et al.* (2005)). Tais feições têm sido registradas em rochas basálticas de diferentes contextos geológicos como, por exemplo, nas províncias do Deccan (Duraishwami *et al.* 2013) Columbia River (e.g. Thordarson & Self (1998)), Karoo e Palisades (Walker, 1953), em derrames na Islândia (Thordarson & Self (1998); Thordarson 2000) e na Bacia de Hartford (Philpotts *et al.* 1996). Os cilindros de vesículas em geral ocorrem associados aos lençóis de vesículas (e.g. Walker (1953); Duraishwami *et al.* (2013)), entretanto podem ocorrer veios pegmatíticos de granulação grossa, similares aos lençóis horizontais de vesículas sem que haja cilindros de vesículas associados (Hartley & Thordarson 2009).

Alguns autores estimam que para que o processo de segregação magmática ocorra, é necessário um grau de cristalização do magma em torno de 35% (Philpotts *et al.* (1996); Merle *et al.* (2005)). Com este grau de cristalinidade forma-se, no magma ou na lava, uma trama cristalina forte o suficiente para permitir a extração do líquido intersticial sem que haja a mobilização de fases cristalinas (Philpotts *et al.* (1996); Hartley & Thordarson (2009); Merle *et al.* (2005)).

Na Província Magmática do Paraná há pelo menos 38 ocorrências de pegmatitos básicos associados a derrames (Licht & Arioli 2000; Arioli & Licht 2006; Wildner *et al.* 2006), concentradas no Terceiro Planalto Paranaense. Tais pegmatitos já foram chamados de gabros pegmatóides (Vasconcellos *et al.* 2001; Arioli 2008) e posteriormente de pegmatitos básicos (Ferreira 2011). Em outras porções da província, como na região da Sinclinal de Torres, são reconhecidas outras feições de segregação magmática, como as *pipe* vesículas, os cilindros de vesículas e os lençóis de vesículas (Lima *et al.* 2012; Waichel *et al.* 2012; Rossetti *et al.* 2014), mas não pegmatitos básicos.

Os pegmatitos estudados neste trabalho possuem espessura variando de 5 a 50 cm e distribuem-se na porção central de 2 derrames *pahoehoe* espessos – 40 a 50 m cada – das unidades 5 e 10, as quais possuem teor de $\text{TiO}_2 < 3\%$. A assembleia mineral presente nos pegmatitos é semelhante à do basalto hospedeiro e o que os diferencia a olho nu é a granulação mais grossa dos pegmatitos.

Petrograficamente os pegmatitos são equigranulares, holocristalinos, possuem textura intergranular e cavidades diáriticas preenchidas por argilominerais. São compostos por cristais euédricos de plagioclásio (45%, 1,5 - 3,2 mm), augita (45%, 1,5 - 2,5 mm), minerais opacos esqueléticos (10%) e traços de apatita.

O teor de TiO_2 nos pegmatitos é igual ou maior do que o teor deste óxido nos basaltos (Tabela 14). Outras características geoquímicas, listadas na Tabela 14 indicam que os pegmatitos são mais evoluídos do que os basaltos hospedeiros.

O padrão das assinaturas dos elementos terras raras (ETR) de basaltos e pegmatitos define um paralelismo geral e um forte enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados. Ocorre enriquecimento geral dos elementos do tipo *LILE*, como Ba, Rb, Th e K, em relação aos *HFSE* (como Nb, Zr, Ti e P) e a presença de anomalias positivas de Nd, Ti e negativas de Nb, Sr e P. Os pegmatitos, com razão La/Yb_N entre 6,0 e 7,7, são mais enriquecidos e ligeiramente mais fracionados do que os basaltos ($\text{La/Yb}_N = 5,1$ a 6,9).

A química mineral revela composições semelhantes para os plagioclásios dos pegmatitos (pegmatito 1 = $\text{An}_{59}\text{Ab}_{41}$ a $\text{An}_{44}\text{Ab}_{56}$; pegmatito 2 = $\text{An}_{58}\text{Ab}_{42}$ a $\text{An}_{55}\text{Ab}_{45}$), os quais são mais ricos em Na_2O e SiO_2 do que os plagioclásios do basalto (basalto 1 = $\text{An}_{76}\text{Ab}_{24}$ a $\text{An}_{40}\text{Ab}_{60}$; basalto 2 = $\text{An}_{66}\text{Ab}_{34}$ a $\text{An}_{49}\text{Ab}_{51}$). Os clinopiroxênios dos pegmatitos são classificados como augita, empobrecida em CaO e enriquecida em FeO e MgO quando comparada à augita do basalto. Os minerais opacos são classificados como ilmenita, onde o teor de TiO_2 varia de 47,63% a 55,47% e de FeO varia de 40,90 a 48,28%.

Valores de Al^{IV} indicam que o plagioclásio dos pegmatitos e as bordas dos fenocristais de plagioclásio no basalto se formaram a temperaturas mais baixas do que o núcleo dos fenocristais e o plagioclásio da matriz dos basaltos.

O processo de segregação magmática foi o responsável pela geração dos pegmatitos básicos, pois os dados litogeoquímicos e isotópicos indicam evolução a partir de um mesmo magma, onde as razões La/Sm e Zr/La constantes e as razões isotópicas similares indicam origem a partir de uma mesma fonte.

Os dados de química mineral e litogeoquímica mostram que os pegmatitos estudados são mais evoluídos do que os basaltos hospedeiros e que cristalizaram a menores temperaturas do que o basalto.

Tabela 14 - Síntese das características litogeoquímicas, de química mineral e isotópicas de pegmatitos e os basaltos hospedeiros.

Pegmatitos	Basaltos
TiO ₂ = 2,4 – 3,0% (unidade 10) 2,7% (unidade 5)	TiO ₂ = 2,2-2,5% (unidade 10) 2,7-2,9% (unidade 5)
Enriquecidos em: SiO ₂ , FeO, P ₂ O ₅ , Na ₂ O, K ₂ O, Zr, Ba, Th, Ce, La, Nb	Empobrecidos em: SiO ₂ , FeO, P ₂ O ₅ , Na ₂ O, K ₂ O, Zr, Ba, Th, Ce, La, Nb
Empobrecidos em: MgO, Al ₂ O ₅ , CaO, Ni e Co	Enriquecidos em: MgO, Al ₂ O ₅ , CaO, Ni e Co
mg*: 0,22 – 0,26	mg*: 0,29 – 0,37
Classificação química (TAS): basaltos subalcalinos	Classificação química (TAS): andesitos basálticos
La/Yb _N : 6,0 e 7,7	La/Yb _N : 5,1 e 6,9
Plagioclásios mais sódicos: Unidade 10 = An ₅₉ Ab ₄₁ a An ₄₄ Ab ₅₆ Unidade 5 = An ₅₈ Ab ₄₂ a An ₅₅ Ab ₄₅	Plagioclásios mais cálcicos: Unidade 10 = An ₇₆ Ab ₂₄ a An ₄₀ Ab ₆₀ Unidade 5 = An ₆₆ Ab ₃₄ a An ₄₉ Ab ₅₁
Augita empobrecida em Ca e rica em FeO e MgO	Augita enriquecida em Ca e pobre em FeO e MgO
Plagioclásios formados por cristalização tardia (menor temperatura)	Plagioclásios formados por cristalização precoce (maior temperatura)
Razões isotópicas pegmatito da unidade 10: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706293 \pm 53$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512392 \pm 8$ $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,101 \pm 4$ $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,560 \pm 4$ $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,520 \pm 5$	Razões isotópicas basalto da unidade 10: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706173 \pm 59$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512394 \pm 6$ $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,036 \pm 3$ $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,550 \pm 4$ $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,457 \pm 5$

Hartley & Thordarson (2009) sugerem que processos de segregação magmática, semelhantes aos que geram os cilindros de vesículas, lençóis de vesículas e *pipes* de vesículas quimicamente mais evoluídos do que o corpo ígneo hospedeiro, podem atuar em grande escala, formando magmas mais evoluídos. Nesse caso, os processos de cristalização fracionada e extração do líquido evoluído ocorreriam em reservatórios profundos, próximos do limite manto-crosta ou em câmaras magmáticas rasas.

7. MODELO DE COLOCAÇÃO DAS LAVAS DA REGIÃO DE ITAIPU

A sequência de lavas da PMP na região de Itaipu é composta por dois tipos de magmas de alto TiO_2 – Pitanga e Paranapanema – que ocorrem estratigraficamente intercalados e sob a forma de fluxos com morfologias variadas (*pahoehoe*, *rubblly pahoehoe* e *a'a*).

Ao longo da sequência é comum a presença de camadas pouco contínuas e pouco espessas (em geral < 1 m) de arenito fino com matriz siltosa, intercalados aos fluxos de lava, indicando períodos de quiescência vulcânica entre um fluxo e outro. A composição do arenito fino, depositado nas diferentes camadas, é semelhante: predominantemente grãos de quartzo, algum feldspato, plagioclásio, mica, opacos, clastos de basalto, com matriz siltosa a argilosa. A definição da origem do sedimento não foi priorizada neste trabalho. Entretanto, há indícios de contribuição vulcânica (presença de grãos de plagioclásio e litoclastos retrabalhados do próprio basalto - epiclastos) e de uma fonte externa ao ambiente vulcânico, responsável pelo aporte de grande quantidade de grãos de quartzo (ausentes na rocha vulcânica).

A presença de diferentes tipos morfológicos de lavas está relacionada a variações na taxa de efusão de um fluxo ao outro, ou até mesmo durante um mesmo fluxo.

A fim de representar de forma gráfica as variações morfológicas e químicas observadas ao longo da sequência vulcânica estudada, é aqui apresentado um modelo esquemático simplificado (Figura 158 e Figura 159).

A sequência inicia-se com fluxos de lava do tipo Pitanga, cujas morfologias variam de *pahoehoe* para *rubblly pahoehoe*. A primeira unidade é composta por um fluxo *pahoehoe* que passa para *rubblly pahoehoe* (Figura 158 A). A colocação da lava da unidade 1 provavelmente gerou um relevo pouco acidentado, porém, com suaves depressões localizadas onde, após o pulso vulcânico, depositou-se um sedimento fino (quartzo, feldspato e mica, tamanho areia fina a silte). Este sedimento se infiltrou no topo da unidade 1, preenchendo grande parte da porosidade primária da autobrecha e o excedente formou uma camada de ~80 cm (Figura 158 B). O fluxo de lava que deu origem à unidade 2, caracterizada como *pahoehoe* (Figura 158 C), ocorreu sob baixa taxa de efusão em erupção persistente, o que propiciou a formação da unidade espessa (33 m). Localmente, durante o seu avanço, a lava *pahoehoe* da unidade 2 interagiu com a camada de sedimento inconsolidado e úmido, depositado sobre a unidade 1, gerando peperitos. As unidades 3 e 4 (Figura 158 D-G) são classificadas como fluxos tipo *rubblly pahoehoe* pouco espessos, controlados por taxas de efusão elevadas em erupções rápidas. Após a colocação de cada

um destes fluxos (unidades 3 e 4) houve um hiato vulcânico que permitiu a deposição de finas camadas de sedimentos.

A formação da unidade 5 marca o início da intercalação entre os magmas tipo Pitanga e Paranapanema (Figura 158 H) na área de estudo. Esta unidade, composicionalmente compatível com o tipo Paranapanema, é formada por lava tipo *pahoehoe* espessa, gerada sobbaixa taxa de efusão em erupção persistente. Nesta unidade ocorrem pegmatitos básicos, dispostos em níveis centimétricos, distribuídos na porção superior do núcleo do derrame. Os pegmatitos são mais enriquecidos, mas cogenéticos ao basalto hospedeiro e formaram-se pelo processo de segregação magmática, ocorrido durante a cristalização do basalto.

Em seguida, uma nova erupção, com elevada taxa de efusão, formou o fluxo de morfotipo *a'a'* da unidade 6 (Figura 158 I). Uma pequena quantidade de sedimento disponível no sistema, no momento após a colocação da lava *a'a'*, se infiltrou na porosidade da autobrecha de topo (Figura 158 J). Em seguida, uma nova erupção duradoura e com baixa taxa de efusão gerou um fluxo *pahoehoe* espesso (unidade 7 - Figura 159 L). Este fluxo, em particular, era provavelmente muito rico em fluidos voláteis, dada a grande quantidade e o grande tamanho das vesículas presentes no topo. A formação da brecha matriz suportada de ocorrência restrita (situada sobre a unidade 7 (Figura 159 M) e composta por fragmentos de basalto idênticos ao topo desta unidade) possui origem incerta e sua gênese carece de mais estudos.

Após a formação da unidade 7, cessa temporariamente a erupção da lava tipo Paranapanema e volta a haver erupção do tipo Pitanga. A unidade 8 é marcada por fluxo *pahoehoe* (erupção contínua com baixa taxa de efusão) onde ocorrem feições de segregação magmática como cilindros de vesículas (Figura 159 N). A taxa de efusão volta a aumentar no sistema vulcânico durante a formação da unidade 9 (Figura 159 O), a qual é marcada por um fluxo transicional *rubbly pahoehoe* - *a'a'*. Nesta unidade também há sedimento infiltrado na autobrecha de topo (Figura 159 P).

O último fluxo de lava existente, na área de estudo, marca a volta da erupção da lava tipo Paranapanema. A unidade 10 é formada por fluxo *pahoehoe* espesso, pobre em vesículas e rico em pegmatitos básicos, formado em erupção persistente e baixa efusividade.

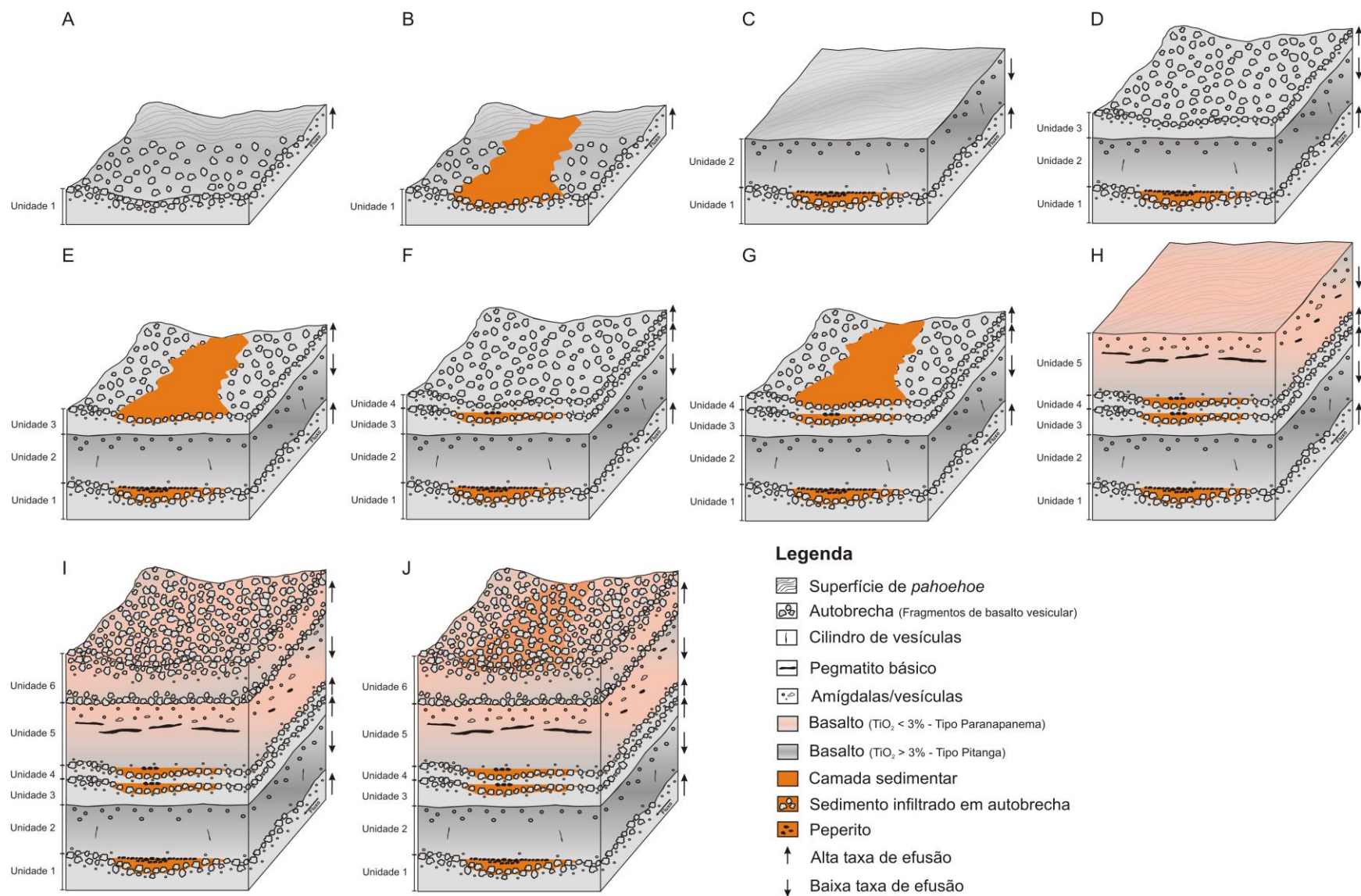


Figura 158 - Modelo de colocação das lavas da PMP na região da Usina de Itaipu, construído com base nas características macroscópicas, microscópicas e químicas das rochas estudadas.

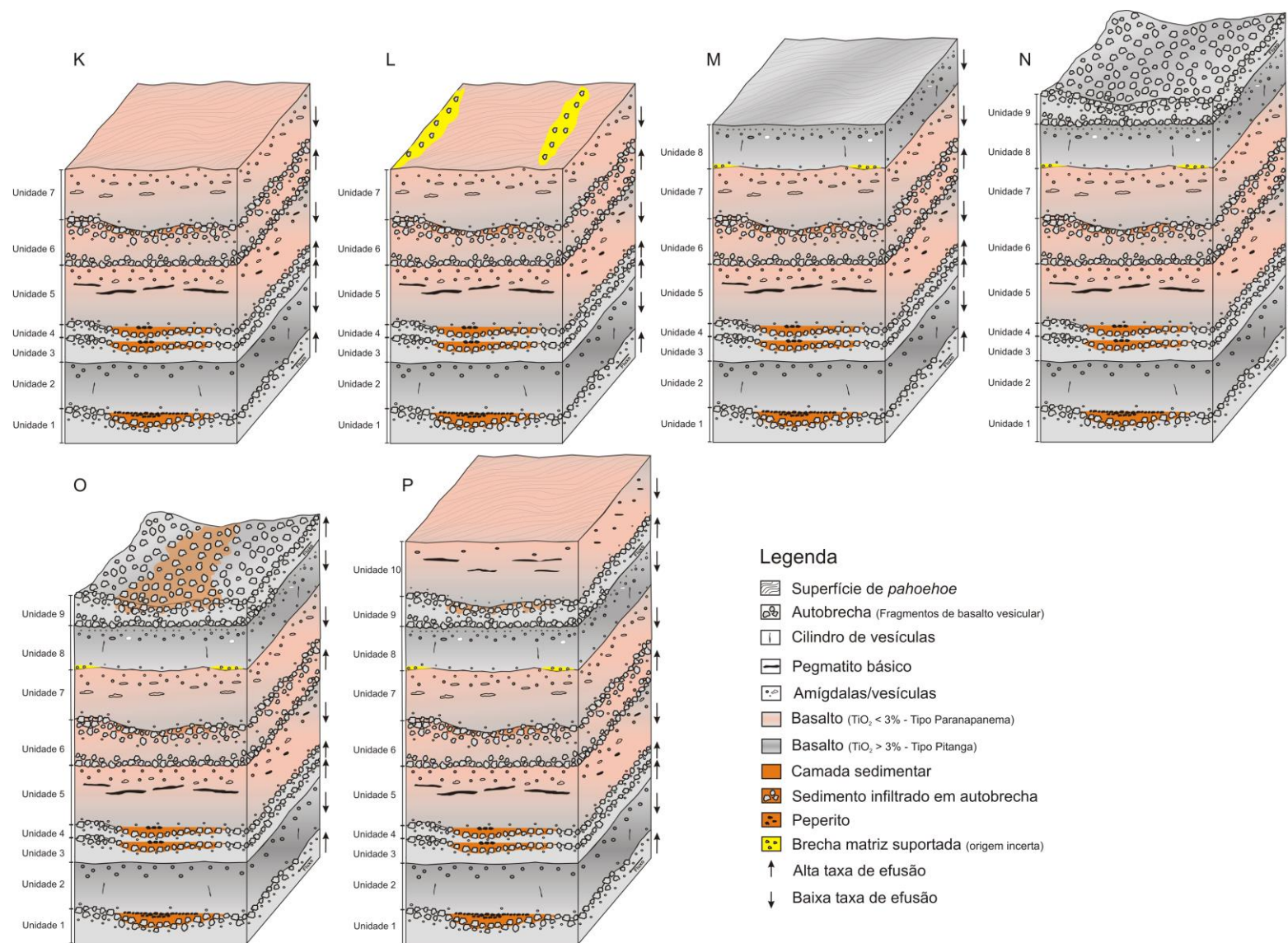


Figura 159 – Continuação do modelo de colocação das lavas da PMP na região da Usina de Itaipu, construído com base nas características macroscópicas, microscópicas e químicas das rochas estudadas.

8. REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):325 – 349.
- Anderson A. T., Swihart G. H., Artioli G., Geiger C.A. 1984. Segregation vesicles, gas filter-pressing and igneous differentiation. *Journal of Geology*, **92**(1): 55-72.
- Aquater S.A. 1980. Exploración geotérmica en el área del Cerro Tuzgle, Provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de Prefactibilidad Inédito. Secretaría de Minería de la Provincia de Jujuy, Argentina. 123 pg. *Apud: Petrinovic I.A., Riller U., Brod J.A., Alvarado G., Arnosio M.* 2006. Bimodal volcanism in a tectonic transfer zone: Evidence for tectonically controlled magmatism in the southern Central Andes, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **152**:240-252.
- Arioli E.E. & Licht O.A.B. 2006. Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral: Relatório Final das Folhas Cartográficas de Dionísio Cerqueira e Francisco Beltrão. Curitiba, MINEROPAR, relatório técnico.
- Arioli E.E. 2008. *Arquitetura faciológica da seqüência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de elementos do grupo da Platina (EGP) e metais associados no Sistema Magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil*. Tese de Doutorado, UFPR, 194 p.
- Arioli E.E., Licht O.A.B., Vasconcellos E.M.G., Bonnet K.L., Santos E.M. 2008. Faciologia vulcânica da Formação Serra Geral na região de Guarapuava, Paraná. *In: Anais do IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu.
- Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Marques I.S., Melfi A.J., Piccirilo E.M., Nardy A.J., Roisenberg A.J.R. 1984. High-Ti and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **150**:272 – 306.
- Bologna M. S., Nunes H. O., Padilha A. L., Vitorello Í., Pádua M. B. 2013. Anomalous electrical structure in the northwestern Paraná Basin, Brazil, observed with broadband magnetotellurics. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:74-82.
- Brown R.J., Blake S., Bondre N.R., Phadnis V.M., Self S. 2011. A'a' Lavas in the Deccan Volcanic Province, India, and their significance for the nature of continental flood basalt eruptions. *Bull Volcanol.* **73**:737-752.
- Bryan S. E. & Ernst R. E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, **86**:175–202.
- Bryan S. E., Ferrari L. 2013. Large igneous provinces and silic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *Geological Society of America Bulletin*, **125**(7/8):1053–1078.
- Carmichael I. S. E., Turner F. J. & Verhoogen J. 1974. *Igneous Petrology*. New York: McGraw–Hill, 739 p.
- Coffin M. F & Eldholm O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. *Geological Society, London, Special Publications*, **68**:17-30.
- Cox K. G., Bell J.D., Pankhurst R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Chapman and Hall, 450 p.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.

- De Paolo D. J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on earth structure and evolution: EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **62**:137-140.
- Deer A.A.W., Howie R.A., Zussman J. 2000. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Lisboa: Logmans, Green and Co. Ltd. 727p.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 2000. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. 2^a Ed. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 727p.
- Dickinson W.R. & Vigrass L.W. 1965. Geology of the Suplee-Izee area, Crook, Grant and Harney Counties, Oregon. *Oregon Dept Geol Mineral Res Bull* **58**:1-110.
- Dodd S.C., Niocaill C.M., Muxworthy A.R. 2015. Long Duration (4 Ma) and steady-state volcanic activity in the early Cretaceous Paraná–Etendeka Large Igneous Province: New palaeomagnetic data from Namibia. *Earth and Planetary Science Letters*, **414**:16-29.
- Duraiswami R.A., Bondre N.R., Managave S. 2008. Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: Implications for style of emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177**:822-836.
- Duraiswami R.A., Dole G., Bondre N.R. 2003. Slabby p_ahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient p_ahoehoe- 0a0_a transitions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **12**:195-217.
- Duraiswami R.A., Gadpallu P., Shaikh T.N., Cardin N. 2013. Pahoehoe e a'a' transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India – implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy. *J. Asian Earth Sci.* **84**:146-166.
- Dutra C. R. 2009. *Caracterização morfológica e petrográfica do derrame Salto Segredo – Província Magmática do Paraná – PR*. Dissertação de Mestrado, UFPR, 171 p.
- Dutton C.E. 1884. *The Hawaiian volcanoes, in U.S. Geological Survey*. 4th annual report: Washington, DC, Government Printing Office, p. 75-219.
- Eales H.V., Marsh J.S., Cox K.G. 1984. The Karoo igneous province: an introduction. In: A.J. Erlank (Ed.). Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province. *Geological Society Special Publication of South Africa*, **13**:1-26.
- Ernesto M., Marques L.S., Piccirillo E.M., Molina E.C., Ussami N., Comin- Chiaramonti P., Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**:15-36
- Ernesto M., Raposo M.I., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L. A., de Min A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**:321-340.
- Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A. J., Czamanske G.K., Hawkesworth C. J., Wooden J.L., Ebel D.S. 1996. Petrogenesis of the Siberian flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia. *International Geology Review*, **38**:99-135.
- Ferreira C. H. N. 2011. *Geologia do derrame Salto do Lontra e gênese dos pegmatitos básicos associados, Província Magmática do Paraná, sudoeste do estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado, UFPR, 102 p.
- Finch R. H. 1933. Block lava. *Jour. Geology*, **41**:769-770.
- Florisbal L.M., Heaman L.M., Janasi V.A., Bitencourt M.F. 2014. Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U–Pb dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **289**:140-150.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Day J.A., Humphris S.E., Dickin A.P. 2005. Meltgeneration processes associated with the Tristan mantle plume: constraints on the origin of EM-I. *Earth and Planetary Science Letters* **237**:744-767.

Gibson S.A.; Thompson R.N.; Dickin A.P., Leonardos O.H.1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental floodbasalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **136**:149-165.

Gill R. 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. New York, Wiley-Blackwell, 428p.

Hamilton P.J., O'Nions R.K., Bridgwater D., Nutman A.1983. Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**(2):263-272.

Hartley M.E. & Thordarson T. 2009. Melt segregations in a Columbia River Basalt lava flow: A possible mechanism for the formation of highly evolved mafic magmas. *Lithos*, **112**:434-446.

Hawkesworth C. J., Gallagher K., Kelley S., Mantovani M, Peate D.W., Regelous M. Rogers N.W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey B.C., Alabaster T. & Pankhurst R.J. (Eds). Magmatism and the causes of continental break-up. *London Geological Society Special Publications* **68**:221-240.

Hon K., Kauahikaua J., Denlinger R., MacKay K. 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, **106**:351–370.

Hooper P. R., Camp V. E., Reidel S. P., Ross M. E. 2007. The origin of the Columbia River Flood Basalt Province: Plume versus Nonplume models. *Geological Society of America Special Papers*, **430**:635-668.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.

Janasi V.A., Freitas V.A., Heaman L.H. 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, **302**:147-153.

JIE – Jornal de Itaipu Eletrônico. Disponível em <http://jie.itaipu.gov.br/print_node.php?&secao=turbinadas&q=node/6&nid=24475>. Acesso em: 15/01/2014.

Keszthelyi L. 2002. Classification of mafic lava flows from ODP Leg 183, *Scientific Results Volume, Ocean Drilling Program*.

Keszthelyi L., Thordarson T. 2000. Rubbly pahoehoe: a previously undescribed but widespread lava type transitional between a'a' and pahoehoe. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.* **32**, 7.

Le Maitre R. W. 2002. *Igneous Rocks – A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2a Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.

Licht O. A. & Arioli E. E. 2000. *Projeto de Prospecção Mineral no Terceiro Planalto*. Curitiba: Mineropar, Relatório Técnico.

Licht O. A. & Arioli E. E. 2011a. Hidrovulcanismo, um modelo eruptivo para a Formação Serra Geral. In: *V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Cidade de Goiás, Brasil.

Licht O. A. & Arioli E. E. 2011b. Evidências de eventos explosivos – Hidrovulcanismo – Na Formação Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil. In: *V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Cidade de Goiás, Brasil.

Licht O. A. & Arioli E. E. 2011c. O conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Cruz Machado, Paraná. In: *V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Cidade de Goiás, Brasil.

- Licht O.A.B. & Lima E.F. 2014. Estratigrafia das rochas básicas e intermediárias da porção central da Província Ígnea do Parana - geoquímica, morfologia dos derrames e texturas. In: *Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador.
- Licht O.A.B., Fonseca C.R. da, Moretti M.A., Silveira D.F. 2012. *Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná*. MINEROPAR, Relatório de mapeamento, Curitiba, 192 p.
- Lima E. F., Waichel B. L., Rossetti L. M. M., Viana A. R., Scherer C. M., Bueno G. V., Dutra G. 2012. Morphological patterns of the pahoehoe and a'a' flows of the Serra Geral Formation in the Torres Syncline (Rio Grande do Sul state, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(4): 744-753.
- Lockwood J.P. & Lipman P.W. 1987. Holocene eruptive history of Mauna Loa volcano. U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 509-535.
- Lopes K. 2008. *Caracterização morfológica, petrográfica e química dos derrames da Província Magmática do Paraná com ênfase para as rochas aflorantes no município de Guarapuava – PR*. Dissertação de Mestrado, UFPR, 101 p.
- Macdonald G.A. 1943. The 1942 Eruption of Mauna Loa Volcano, Hawaii. *Amer. Jour. Of Sci.*, **241**:241–256.
- Macdonald G.A. 1953. Pahoehoe, aa, and block lava. *Am. J. Sci.*, **251**:169-191.
- Macdonald G.A. 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 501 p.
- MacKenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. New York, John Wiley & Sons, 148 p.
- Mantovani M. S. M., Peate D. W., Hawkesworth C. J. 1988. Geochemical stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. p.15-24. In: Piccirillo, E. M., Melfi A.J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo.
- Marques L.S., Babinski M. & Ruiz I.R. Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. In: *IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Short Papers*, 605- 608, 2003.
- Marques L.S., Dupré B. & Piccirillo E.M. 1999. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodynamics*, **28**: 439-459.
- Marques S.L. & Ernesto M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca. São Paulo.
- McGraw-Hill. 2003. *Dictionary of Geology and Mineralogy*. Second Edition. The McGraw-Hill Companies, Inc.
- McPhie J., Doyle M., Allan R. 1993. *Volcanic textures: A guide to interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania. 198p.
- Merle R., Caroff M., Girardeau J., Cotten J., Guivela C. 2005. Segregation vesicles, cylinders, and sheets in vapor-differentiated pillow lavas: Examples from Tore-Madeira Rise and Chile Triple Junction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **141**:109– 122
- Milani E. J., Melo J. H. G., Souza P. A., Fernandes L. A., França A. B. 2007. *Bacia do Paraná*. In: *Cartas Estratigráficas*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15:2.
- Mincato R.L., Enzweiler J., Schrank A. 2003. Novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na província ígnea continental do Paraná. In: *9º Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Belém. Resumos. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 4.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**:1123-1133.

- Murcia H., Németh K., Moufti M.R., Lindsay J.M., El-Masry N., Cronin S.J., Qaddah A., Smith I.E.M. 2014. Late Holocene lava flow morphotypes of northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia: Implications for the description of continental lava fields. *Journal of Asian Earth Sciences*, **84**:31–145.
- Peate D. W., Hawkesworth C. J., Mantovani M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution, *Bulletin of Volcanology*, **55**:119-139.
- Peate D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 100:217-246.
- Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M., Rogers N.W., Turner S.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'- type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, **40**(3): 451-473.
- Peterson D.W. & Tilling R.I. 1980. Transition of basaltic lava from pahoehoe to a'a', Kilauea Volcano, Hawaii: field observations and key factors. *J Volcanol Geotherm Res*, **7**:271–293.
- Philpotts A., Carrol M. 1996. Physical properties of partly melted tholeiitic basalt. *Geology*, **24**(11):1029-1032.
- Piccirillo E. M. & Melfi A. J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic e geophysical aspects*. Instituto Astronômico e Geofísico/USP, São Paulo, 600p.
- Polacci M., Cashman K.V., Kauahikaua J.P. 1999. Textural characterization of the pāhoehoe -'a'ā transition in Hawaiian basalt. *Bulletin of Volcanology*, **60**:595-609
- Renne P., Ernesto M., Milner S.C. 1997. Geochronology of the Paraná-Angola-Etendeka magmatic Province. *Eos, Transaction, AGU* **78** (46):742.
- Renne P.R., Deckart K., Ernesto M., Féraud G., Piccirillo E.M. 1996b. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* **144**:199-211.
- Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J., Prev M., Perrin M. 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic – Cretaceous boundary. *Science*, **258**: 975-979.
- Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M., Prevot M., Perrin M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**:975-979.
- Renne P.R., Glen J.M., Milner S.C., Duncan R.A. 1996a. Age of Etendeka-flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, **24**(7):659-662.
- Rocha-Júnior E.R.V. 2006. *Comportamento de terras raras e outros elementos-traço em soleiras e derrames da região norte-nordeste da Província Magmática do Paraná*. Dissertação de mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo – SP, 95 p.
- Rocha-Júnior E.R.V. 2010. *Sistemática isotópica de Os-Nd-Pb-Sr e geoquímica de elementos traço litófilos e siderófilos de basaltos da Província Magmática do Paraná*. Tese de Doutorado, USP, 153 p.
- Rocha-Júnior E.R.V., Marques L.S., Babinski M., Nardy A.J.R., Figueiredo A.M.G., Machado F.B. 2013. Sr-Nd-Pb isotopic constrains on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *Journal of American Earth Sciences*, **46**:9-25.
- Rollinson, H. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Prentice Hall. England, 1993. 352 p.

- Rossetti M.L., Lima E.F., Waichel B.L., Scherer C.M., Barreto C.J. 2014. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Paraná-Etendeka Volcanic Province. *Journal of American Earth Sciences*, **56**:409-421.
- Rowland S.K. & Walker G.P.L. 1987. Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and a'a'. *Bull. Volcanol.* **49**: 631-641.
- Rowland S.K. & Walker G.P.L. 1990. Pahoehoe and a'a' in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bull Volcanol*, **52**:615–628.
- Sato K., Tassinari C. C. G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**:315-336.
- Self S., Keszthelyi L. & Thordarson Th. 1998. The Importance of Pahoehoe. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **26**: 81-110.
- Self S., Thordarson T. H., Keszthelyi I., Walker G. P. L., Hon K. 1996. A new model for the emplacement of the Columbia River Basalts as large inflated pahoehoe sheet lava flow fields. *Geophys. Res. Lett.* **23**:2689–92.
- Sgarbi N.C.C. 2007. *Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas*. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais, 557p.
- Shelley D. 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope: Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientation*. Springer, 445 p.
- Sheth H. C. 2007. Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth-Science Reviews*, **85**:117–124.
- Silveira D. F. S., Licht O. A., Vasconcellos E. M. G., Arioli E. E., Chinelatto A. L. 2011. Caracterização petrográfica de hidrotufo vitroclástico da região de Pato Branco, Paraná. In: *V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Cidade de Goiás, Brasil.
- Skilling I. P., White J. D. L., McPhie J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**:1-17.
- Stewart K., Turner S., Kelley S., Hawkesworth C., Kirstein L., Mantovani M. 1996. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt. *Earth and Planetary Science Letters* **143**:95-109.
- Sun S. S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders M. J. Magmatism in the ocean basins. Londres, *Geological Society Special Publ.* **42**:313-345.
- Swanson D.A. 1973. Pahoehoe flows from the 1969–1971 Mna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol Soc Am Bull*, **84**:615–626.
- Thiede D.S. & Vasconcelos P.M. 2008. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis support by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. In: *44º Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba. Resumos. Paraná: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Thiede D.S. & Vasconcelos P.M. 2010. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geological Society of America*, **38**(8):747-750.
- Thordarson T. 2000. Physical volcanology of lava flows on Surtsey, Iceland. *Surtsey Research Program Report XI*, 125-142.
- Thordarson T., Self S. 1998. The Roza Member, Columbia River Basalt Group: a gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes. *J. Geophys. Res.* **103**:411-445.
- Turner S., Regelous M., Kelley S., Hawkesworth C., Mantovani M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planetary Science Letters*, **121**:333-348.

- Turner S., Regelous M., Kelley S., Hawkesworth C., Mantovani M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**: 333-348.
- Vasconcellos E.M.G., Licht O.A.B., Braga L.S., Bittencourt A.V.L. 2001. Gabros da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: *VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica e I Simpósio De Geoquímica dos Países Do Mercosul*, Curitiba. Anais... Curitiba: Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- Volcano World. Disponível em <<http://volcano.oregonstate.edu/lava-flows>>. Acesso em 31/09/2013.
- Waichel B. L. 2006. *Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção Central da Província Basáltica Continental do Paraná*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).
- Waichel B. L. Lima E. F., Sommer C. A. 2006. Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral – Terminologia e aspectos de campo. *Pesquisa em Geociências*, **33**(2):123 – 133.
- Waichel B. L., Lima E. F., Lubachesky R., Sommer C. A. 2006. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bulletin of Volcanology*, **68**:599-610.
- Waichel B. L., Lima E. F., Sommer C. A., Lubachesky R. 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **159**:343–354.
- Walker F. 1953. The pegmatitic differentiates of basic sheets. *American Journal of Science*, **251**(1):41-60.
- Walker G. P. I. 1989. Spongy pahoehoe in Hawaii: a study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance. *Bulletin of Volcanology*, **51**:199–209.
- Walker G.P.L. 1971. *Compound and simple lava flows and flood basalts*. Imperial College. London.
- Wentworth C. K. & Macdonald G. A. 1953. Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii. *US Geol Surv Bull*, 994, 98 p.
- Wernick E. 2003. *Rochas magmáticas*. Ed.UNESP, 656p.
- White J.D.L., McPhie J., Skilling I.P. 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bull. Volcanol.* **62**: 65-66.
- Williams H., Turner F.J., Gilbert C.M. 1982. *Petrography; an introduction to the study of rocks in thin sections*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, United States.
- Wilmoth R.A. & Walker G.P.L 1993. P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **55**:129-142.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. London, Unwin Hyman. 466 p.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**:325-343.
- Wood H. O. 1917. Notes on the 1916 Eruption of the Mauna Loa. *J Geol*, **25**:467-488.
- Zalán P. V., Wolff S., Conceição J. C., Marques A., Astolfi, M. A. M., Vieira I. S., Appi V. T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, p. 135 - 164.

GLOSSÁRIO

Texturas microscópicas em rochas ígneas:

Afanítica: quando todos os cristais (exceto os fenocristais) presentes não podem ser distinguidos a olho nu.

Ocorrem 2 tipos (Mackenzie *et al.* 1982):

- **Microcristalina:** os cristais podem ser identificados ao microscópio. Os cristais grandes o suficiente para mostrar as cores de polarização ($< 0,01$ mm) são chamados de micrólitos (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Criptocristalina:** os cristais são tão pequenos que não são identificados ao microscópio. Cristais globulares, em bastonete ou como cabelos, que são muito pequenos para mostrar as cores da polarização são chamados de cristálitos (Mackenzie *et al.* 1982).

Afírica: rocha afanítica onde não há fenocristais (Mackenzie *et al.* 1982).

Cúmulos: descreve um cristal ou mineral “precoc” que se acumula na base da câmara magmática. Geralmente rochas com concentrados de cúmulos são chamadas de cumulos e exibem acamamento ígneo (Gill 2010).

Diktatítica: textura caracterizada por cavidades irregulares intersticiais aos cristais, alguns dos quais se projetam para dentro das cavidades (Dickinson & Vigrass 1965). É comumente encontrada em basaltos, sendo que o preenchimento destas cavidades resulta, provavelmente, de processos de filtragem dos fluidos durante o estágio final de resfriamento, quando o magma está quase que totalmente cristalizado (Anderson *et al.* 1984).

Equigranular: quando todos os cristais da rocha possuem aproximadamente o mesmo tamanho (Mackenzie *et al.* (1982); Wernick (2003)).

Eutaxítica: tipo de textura bandada, presente em alguns tufos e ignimbritos, que consiste no alinhamento regular de fragmentos de vidro achatados (MacKenzie *et al.* 1982).

Fanerítica: quando todos os cristais dos principais minerais componentes da rocha podem ser distinguidos a olho nu (Mackenzie *et al.* 1982).

Hipocristalina: rocha composta em parte por cristais e em parte por vidro (Mackenzie *et al.* 1982).

Holocristalina: rocha composta 100% por cristais, ou seja, não possui vidro vulcânico (Mackenzie *et al.* 1982).

Holohialina: rocha composta essencialmente por vidro, ou seja, não possui cristais (Mackenzie *et al.* 1982). Também conhecida como textura vítrea.

Inequigranular: presente quando os cristais da rocha possuem tamanhos diferentes (Mackenzie *et al.* 1982).

Variedades da textura inequigranular:

- **Porfirítica:** textura tida como cristais relativamente grandes (fenocristais) visíveis a olho nu (Shelley, 1993) envolvido por matriz de granulação fina (Cox *et al.* (1979); Mackenzie *et al.* (1982); Carmichael *et al.* (1974); Shelley, (1993)).
- **Glomeroporfirítica:** é uma variedade da textura porfirítica onde os fenocristais estão agrupados em agregados (Mackenzie *et al.* 1982).

- **Seriada:** os cristais dos principais minerais apresentam um “range” contínuo de tamanho (Mackenzie *et al.* 1982).
 - **Hiatal:** os cristais dos principais minerais mostram uma série “quebrada” de tamanho (Mackenzie *et al.* 1982).
 - **Poiquilitica:** textura descrita quando um cristal relativamente grande inclui inúmeros cristais pequenos de um ou mais tipos minerais, que estão aleatoriamente orientados e geralmente, mas não necessariamente, distribuídos de forma uniforme (Mackenzie *et al.* 1982).
 - **Ofítica:** Segundo Mackenzie *et al.* (1982), a textura ofítica é uma variação da textura poiquilitica, onde o arranjo aleatório de cristais pequenos (hóspede) estão alongados e estão totalmente, ou parcialmente, envolvidos pelo fenocristal (hospedeiro). A ocorrência mais comum desta textura ocorre entre cristais de plagioclásio e cristal de augita, entretanto a textura não é exclusiva para estes minerais.
 - **Subofítica:** De acordo com Mackenzie *et al.* (1982) a textura subofítica ocorre quando os cristais do mineral hóspede estão parcialmente envolvidos pelo mineral hospedeiro. Segundo Williams *et al.* (1982), na textura subofítica os cristais de piroxênio envolvem parcialmente os cristais de plagioclásio e são em parte intersticiais a eles.
- Observação:** quando os fenocristais têm tamanho entre 0,05 – 0,5 mm, pode-se acrescentar o prefixo micro- (ex: microfenocristais de plagioclásio) (Mackenzie *et al.* 1982).

Intercrescimento: de acordo com MacKenzie *et al.* (1982) há 7 tipos de texturas de intercrescimento:

- **Consertal:** o limite entre 2 cristais envolve interdigitação e por isso, ao microscópio, tem a aparência de serrilhado ou “entalhado” (MacKenzie *et al.* 1982).
- **Gráfica:** textura formada pelo intercrescimento regular entre dois minerais produzindo formas de aparência cuneiforme, semítica ou rúnica. É comum entre quartzo e feldspato alcalino, mas pode ocorrer também, por exemplo, entre piroxênio e nefelina. Quando o intercrescimento não é visível a olho nu é chamado de **micrográfico** (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Granofírica:** é uma variedade do intercrescimento micrográfico de quartzo e feldspato alcalino, o qual é “grosseiramente” radiado ou menos regular do que a textura micrográfica (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Mirmequítica:** manchas de plagioclásio intercrescidos com quartzo vermicular. Este intercrescimento com frequência apresenta formas que lembram rugas e é comumente encontrado na margem do cristal de plagioclásio, onde este penetra um cristal de feldspato alcalino. A textura pode ser considerada como uma variedade da textura simplectítica (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Intrafasciculada:** cristais ocos de plagioclásio preenchidos por piroxênio (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Lamelar e blebby:** lamelas paralelas, ou sequência de bolhas, de um mineral (todas as lamelas com a mesma orientação óptica), inclusos em um mesmo cristal hospedeiro de outro mineral.

Ex. (1): lamelas ou bolhas de feldspato sódico (hóspede) em feldspato potássico (hospedeiro), também conhecido como **textura pertítica**. O oposto é chamada de **textura antipertítica**.

Ex. (2): lamelas ou bolhas de um piroxênio (hóspede) em outro piroxênio (hospedeiro). Por exemplo, augita em ortopiroxênio (ou vice-versa) e pigeonita em augita (ou vice-versa).

- **Simplectítica:** intercrescimento de 2 minerais onde um deles possui hábito vermicular. Ex: intercrescimento de faialita e quartzo (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Intersticial:** a textura intersticial é subdividida em 2 tipos, com base no material que ocupa os espaços entre as ripas de plagioclásio:
- **Intergranular:** os espaços entre as ripas de plagioclásio são ocupados por um ou mais cristais de piroxênio (\pm olivina e minerais opacos) (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Intersertal:** vidro ou material hipocristalino ocupam totalmente, ou parcialmente, os interstícios entre as ripas de plagioclásio. O vidro pode estar “fresco” ou alterado para palagonita, clorita, analcita ou minerais de argila, ou pode estar desvitrificado.

Miarolítica: cavidades irregulares, drusas, presentes em rochas plutônicas ou hipoabissais, onde cristais euédricos da rocha se projetam (MacKenzie *et al.* 1982).

Ocellar: *ocelli* (*ocellus*, no singular) são marcas esféricas ou elipsoidais leucocráticas inclusas em uma rocha mais máfica. Diferente das amígdalas, os minerais que preenchem um *ocellus* podem, normalmente, serem todos encontrados na rocha hospedeira. Estes minerais podem ser: nefelina, analcita, zeólita, calcita, leucita, feldspato potássico, feldspato sódico, quartzo, clorita, biotita, hornblenda e piroxênio ou, até mesmo vidro, e são comumente distribuídos em um arranjo zonal. Frequentemente cristais lamelares e aciculares bordejam um *ocellus* com um arranjo tangencial, mas às vezes eles se projetam para dentro do *ocellus*. Os *ocelli* são normalmente menores do que 5 mm de diâmetro, mas podem chegar a 2 cm. A sua origem é atribuída à separação de gotículas de líquido imiscível do magma ou à infiltração de líquido residual ou fluido dentro das vesículas (Mackenzie *et al.* 1982).

Quench (-ed, -ing): vidro ou outra textura natural (ex: spinifex, plagioclásio oco, com terminação em rabo de andorinha etc.) relacionada ao resfriamento muito rápido do magma (Gill 2010).

Peneira: concentração de inclusões de líquido magmático em um fenocristal (principalmente plagioclásio), dando ao mineral uma feição de peneira. Esta textura pode refletir a reabsorção durante a descompressão (Gill 2010).

Radiadas: são aquelas texturas onde cristais alongados divergem de um núcleo comum. Existe uma série de termos para descrever os vários padrões formados, entre eles: leque, pluma, spray, gravata borboleta, esférico, feixe, radiado, axiolítico, esferulítico e variolítico. Todos os formatos citados, com exceção dos últimos 3 (axiolítico, esferulítico e variolítico), têm significado autoexplicativo. (Mackenzie *et al.* 1982).

- **Esferulítica:** esferulitos são “corpos” aproximadamente esféricos na rocha. São compostos por agregados de cristais fibrosos de um ou mais minerais irradiando para um núcleo, com vidro ou cristais entre as fibras. Os cristais aciculares podem ser fibras simples ou cada fibra pode ter ramificações ao longo do seu comprimento. A forma mais comum de textura esferulítica é um agregado radiado de feldspato alcalino acicular com vidro entre as fibras, embora quartzo ou outros minerais possam estar presentes, resultando numa textura de intercrescimento (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Axiolítica:** diferentemente da esferulítica, na textura axiolítica as fibras radiais estendem-se desde uma das extremidades de um núcleo linear, ao invés de um ponto. Ela pode ser considerada uma variação da textura de sobrecrecimento (Mackenzie *et al.* 1982).
- **Variolítica:** arranjos divergentes de fibras em forma de leques, às vezes ramificadas. É comum ocorrer este arranjo de fibras de plagioclásio e os espaços entre

elas são ocupados por vidro ou cristais de piroxênio, olivina ou minério de ferro (Mackenzie *et al.* 1982). Cada leque é, na verdade, uma fatia de um feixe cônico de cristais aciculares.

Sobrecrescimento: termo usado para textura na qual um cristal foi sobrecrescido quer por material de mesma composição, ou por material da mesma espécie mineral, mas de diferente composição da solução sólida, ou por um mineral não relacionado (Mackenzie *et al.* 1982). Há 3 tipos de textura de sobrecrescimento:

- **Corona:** um cristal de um mineral é cercado por um “manto” de um ou mais cristais de outro mineral. Ex: olivina cercada ou “manteada” por ortopiroxênio, ou biotita cercada por hornblenda. Tais relações são, em geral, tidas como resultado da reação incompleta do interior do mineral com o líquido ou o fluido produzindo o mineral da borda, por isso os termos genéticos equivalentes - reação corona ou reação rim - são frequentemente usados (Mackenzie *et al.* 1982).

- **Esqueletal ou dendrítico:** rochas porfíricas com vidro ou com matriz de granulação muito fina podem apresentar delicadas fibras ou placas que se estendem das bordas ou cantos dos fenocristais. O sobrecrescimento e o fenocristal não precisam ser do mesmo mineral (Mackenzie *et al.* 1982).

- **Zoneamento:** uma ou mais bandas concêntricas em um único cristal são marcadas por linhas de inclusões, ou por mudança gradual ou abrupta na composição da solução sólida do cristal. No último caso, o zoneamento pode ser normal ou inverso. O **zoneamento normal** indica que um componente de alta temperatura passou para um de menor temperatura, exemplo: cristal de plagioclásio zonado onde o centro do cristal é rico em An e a borda é rica em Ab. O **zoneamento inverso** indica o oposto do normal. O zoneamento composicional pode ser contínuo ou descontínuo, indicando se houve uma mudança gradual ou abrupta na composição (Mackenzie *et al.* 1982).

Traquítica: a textura traquítica consiste num arranjo subparalelo de ripas de feldspato microcristalino em matriz de rocha holocristalina ou hipocristalina. O uso do termo não é restrito às rochas de composição traquítica (Mackenzie *et al.* 1982).

Traquitoide: a textura traquitoide consiste no arranjo subparalelo de cristais tabulares, prismáticos ou em forma de cunha, os quais são visíveis a olho nu (Mackenzie *et al.* 1982).

Estruturas em rochas ígneas:

Amigdaloidal: formadas por vesículas que estão preenchidas, ou parcialmente preenchidas por minerais tardios ou pós-magmáticos, como: carbonatos, zeólitas, quartzo, calcedônia, analcita, clorita e/ou, raramente, vidro ou matriz fina (Mackenzie *et al.* 1982).

Fluidal: estrutura comum em lavas, é formada pela orientação de minerais, sejam eles aciculares, tabulares, ripiformes ou colunares (Wernick 2003).

Maciça ou homogênea: estrutura que caracteriza rochas sem feições particulares que chamam de imediato à atenção do observador (Wernick 2003).

Vesicular: formado por vesículas, que são “buracos” redondos, ovóides ou alongados irregulares (vesículas) formados pela expansão de gás no magma (Mackenzie *et al.* 1982).

Tamanho e formas dos cristais:

Granulação: Refere-se ao tamanho dos cristais e, conseqüentemente, à granulação da rocha.

Classificação de Le Maitre (2002):

- Granulação fina: cristais < 1 mm
- Granulação média: cristais entre 1 - 3 mm
- Granulação grossa: cristais > 3 mm

Acicular: hábito de um mineral em forma de agulha (Gill 2010)

Colunar: termo utilizado para descrever cristais/grãos em formato de colunas.

Dendrítico: consiste em um arranjo regular de fibras que partilham uma orientação óptica comum e possuem um padrão de ramificação semelhante ao de uma árvore, uma pena ou uma folha (Mackenzie *et al.* 1982).

Esqueletal: a forma esqueletal é definida em cristais que apresentam cavidades e lacunas, possivelmente desenvolvidas de forma regular e, em geral, com orientação cristalográfica particular. Ao microscópio, estes espaços aparecem como embaixamentos e buracos no cristal, preenchidos pela matriz ou vidro (Mackenzie *et al.* 1982).

Fibroso: termo usado para descrever cristais/grãos que ocorrem na forma de fibras.

Hábito anédrico: ocorre quando o mineral não apresenta faces externas características; a morfologia do cristal é dada por superfícies irregulares (Mackenzie *et al.* (1982); Wernick (2003)).

Hábito euédrico: possui hábito euédrico o mineral que é delimitado por todas as suas faces características (Mackenzie *et al.* 1982).

Hábito subédrico: possui hábito subédrico o mineral que apresenta nenhuma, ou apenas algumas faces externas correspondentes a um cristal perfeito. As demais faces são compostas por planos irregulares (Mackenzie *et al.* (1982); Wernick (2003)).

Placoide: termo usado para descrever cristais/grãos que ocorrem na forma de folhas, como as micas, por exemplo.

Prismático: termo usado para descrever cristais/grãos que apresentam várias faces do prisma.

Tabular: termo usado para definir cristais/grãos com formato de pastilhas retangulares.

Processos/minerais de alteração:

Bowlingita: produto de alteração da olivina apresenta cor verde e consiste em uma mistura de clorita/esmectita, junto com serpentina e menores proporções de talco, mica e quartzo (Deer *et al.* 2000).

Clorofaeita: é um produto de alteração da olivina semelhante à iddingsita, porém a cor varia. É composta por clorita, esmectita, goetita e calcita, entre outros (Deer *et al.* 2000).

Iddingsita: produto da alteração da olivina, de cor castanha avermelhada, que consiste de uma mistura de esmectita, clorita e goetita/hematita (Deer *et al.* 2000).

Serpentinização: processo de alteração da olivina nos polimorfos do grupo da serpentina: lizardita, crisotila e antigorita (Deer *et al.* 2000).

Cloritização: alteração de hornblenda, biotita e outros minerais máficos para formar clorita (Sgarbi 2007).

Saussuritização: segundo Wernick (2003), é a alteração do plagioclásio em quartzo, calcita, epidoto e sericita.

Sericitização: processo hidrotermal ou metamórfico envolvendo a introdução ou substituição por sericita (McGraw-Hill 2003). De acordo com Deer *et al.* (2000) é comum a formação de sericita a partir da alteração hidrotermal de feldspato alcalino.

Uralitização: é o processo de transformação do piroxênio em uralita. Segundo Deer *et al.* (2000), uralita é o nome dado a um anfibólio fibroso de cor verde pálido ou verde-azulado claro, comum em rochas básicas e cuja composição é indeterminada. Também pode ocorrer hornblenda secundária derivada da alteração do piroxênio. A origem de ambas, uralita e hornblenda, é atribuída à ação de soluções hidrotermais que podem estar associadas às fases tardias da cristalização da rocha ígnea, ou pode ser um processo posterior à consolidação, sem relação com a atividade ígnea que deu origem à rocha (Deer *et al.* 2000).